Die eiszeitliche Vergletscherung der Bergamasker Alpen

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt von der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin

von

Heinz O. Haupt

aus Berlin

Tag der Promotion: 7. März 1938

Tag der mündlichen Prüfung: 5. Mai 1937

1938

Druck: Triltsch & Huther, Berlin O 17

N 116

Berichter: Professor Dr. Krebs.

Professor Dr. Troll.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort.

A. Einleitung 7
I. Allgemeiner Überblick 7
II. Die heutige Vergletscherung 10
a) Formen der Gletscher, Exposition, Größe und Speisung . . . 11
b) Heutige orographische und klimatische Schneegrenze 13

B. Die eiszeitliche Vergletscherung der Bergamasker Alpen 14
I. Stand der Erforschung 14
II. Problemstellung 15
III. Die eiszeitliche Schneegrenze 16
IV. Die Eigenvergletscherung des Gebirges 17
a) Die Firnkämme 17
b) Die Talgletscher 18
1. Die 17 Gletscher der Nordseite 18
2. Die südseitigen Gletscher 21
aa) Brembo-Gletscher 21
bb) Serio-Gletscher 27
cc) Scalve-Gletscher 29
c) Die isolierten Kargletscher der Südseite 32
V. Eigen- und Fremdvergletscherung in den randlichen Gebirgsteilen 34
a) Die Gletscher des NW und die Diffluenzen des Adda-Gletschers 34
b) Die Gletscher des NO und die Diffluenzen des Oglio-Gletschers 38
VI. Gletscher-Stauseen der Hocheiszeit 41
VII. Das vergletscherte Areal der Würm-Eiszeit 43
VIII. Rißeiszeitliche Gletscherentwicklung 44

C. Die eiszeitlichen Aufschüttungen 48
I. Fluvioglazialschotter der Hocheiszeiten 48
II. Interglaziale Ablagerungen 60
a) Seebildungen 60
b) Gehängebreccien 63
III. Spätglaziale Bildungen 64
a) Rückzugsschotter 65
b) Spätglaziale (und ältere) Beckenverschüttungen 69
c) Die Rückzugsmoränen und ihre Einordnung in die Gliederung der Abschmelzzeit 75
IV. Postglaziale Bildungen 76

D. Glazialmorphologische Probleme 77
I. Die Talformen 77
a) Die Täler der Nordseite 77
b) Die Nebentäler von Comersee und Valcamonica-Iseosee . . . 82
c) Die südseitigen Täler 85
II. Die Hochregion 87

E. Der unvergletschert gebliebene Gebirgsteil 91

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41543925_0117

A. EINLEITUNG.

I. ALLGEMEINER ÜBERBLICK.

„Umrahmt gegen West und Ost von herrlichen Seen, von den warmen Lüften der Lombardischen Ebene im Süden, im Norden von denen des Veltlin durchhaucht, unmittelbar benachbart den Riesen der Adamellogruppe, durchzogen von einer Reihe von Seitentälern, welche die klimatischen Verhältnisse der Umgebung dem Gebiet zuführen, bietet dieses Bergamasker Gebirge schon darin Bedingungen, die kein anderer Teil unserer Alpen aufweist.

Dazu kommt der Wechsel des Gesteins, — Schiefer, Kalk, Dolomit, Granit etc. auf einem verhältnismäßig unbedeutenden Areal, — der rasche Übergang von der heißen Temperatur des Südens, die ganze Charakteristik des wilden rauhen Hochgebirgstales, in kürzester Zeit in getrenntem Bilde von jenem einer lachenden südlichen Landschaft vorgeführt, und eine Summe ganz eigentümlicher Erscheinungen, welche eine andere Vegetation, Lebensweise, Erwerbstätigkeit, Vermögensstand der Bewohner, Anordnung, Struktur und Einrichtung der Orte und Häuser bedingt, in der Tat, es möchte schwer halten, eine Gegend zu nennen, deren Besuch in wenigen Tagen so reiche Genüsse in so merkwürdigen Kontrasten bietet."

Mit dieser kurzen und doch so trefflichen Charakteristik Sendtners[74]) aus dem Jahre 1879 sind bereits die wesentlichsten Züge des Bergamasker Gebirges aufgezeichnet, so daß es zur Übersicht über das Untersuchungsgebiet genügt, nur noch einige ergänzende Worte hinzuzufügen.

Die Bergamasker oder Orobischen Alpen liegen als politisch und kulturell zu den italienischen Südalpen gehöriger Teil der Alpen zwischen dem Comersee im W und dem Ogliotal-Iseosee im O und gehören zum größten Teil verwaltungsmäßig zur Provinz Bergamo, deren Hauptstadt als Mittler zwischen Gebirge und Ebene am Gebirgsrande gelegen ist. Mit den Brescianer Alpen ostwärts des Iseosees bilden sie den breiten Saum der Lombardischen Alpen zwischen Comersee und Judikarien.

Für das Untersuchungsgebiet wurden folgende naturgegebene Grenzen festgelegt: im Norden die breitssohlige Längstalfurche des Veltlin von Còlico bis Tresenda, in ihrer ostwärtigen Verlängerung der Apricapaß und das nach Osten anschließende Teil des Ogliòlo die Còrteno bis Edolo; im Osten die aus dem Ortlergebiet kommende Valcamonica, die im Becken von Edolo unsere Nordgrenze

schneidet, einschl. des Iseosees; im Süden die Poebene bzw. der Gebirgsrand; im Westen schließlich die Adda-Comersee-Furche.

Die etwa Ost-West streichende Hauptkammlinie, die als orobische Wasserscheide im O mehr als 3000 m Höhe erreicht (Pzo. di Coca 3052 m), hat zwischen Comersee und Valcamonica eine Länge von ca. 80 km, während der im Durchschnitt 3—500 m hohe Gebirgsrand im Süden infolge der Konvergenz von Leccosee-Addatal und Ogliotal-Iseosee nur eine Erstreckung von ca. 45 km aufweist. Die Breite des Gebirges erlangt zwischen Bergamo und dem Veltlin etwa 50 km. Damit ergibt sich für die Bergamasker Alpen ein Flächeninhalt von rund 3550 qkm, was etwa der Größe des Freistaates Braunschweig oder der halben Größe von Oldenburg entspricht.

Nur der höchste nordöstliche Teil der Hauptkette ragt über die heutige Schneegrenze auf und zeigt noch eine geringe Vergletscherung. Gegen den tiefen, nur 2—400 m hohen Talboden des Veltlin steigen von der weit nach Norden vorgeschobenen Hauptkette kurze, und infolge der hohen Reliefenergie steile Quertäler zum Addatal ab. Die Abdachung zur Poebene ist wesentlich sanfter, wenn auch nicht durchweg gleichsinnig. Aus ihr schneiden drei große Tiefenlinien, von W nach O Brembo-, Serio- und Gera-Borlezza-Cavallinatal, geschwungene, im ganzen Nord-Süd bis Nordost-Südwest streichende Querkämme heraus.

Außerdem greifen vom Comersee im W und von der Valcamonica im O zwei Talfurchen sichelförmig in den Außenrand der Bergamasker Alpen ein: Valsàssina und Val di Scalve-Val d'Angolo.

Damit ergibt sich das Bild zweier im O und W gelegener, in sich abgeschlossener Gebirgsmassive (Cima di Bagozza-Corna di S. Fermo- und Grignakalkstock); zwischen den drei hydrographischen Hauptlinien aber stark gewundene, kompliziert aufgebaute und durch zahlreiche Nebentälchen reich gegliederte Querketten, deren Streichen im ganzen nordsüdlich ist.

Was die Bergamasker Alpen einmal auszeichnet, ist ihre verhältnismäßig große Durchschnittshöhe, welche sie, im Verein mit dem dadurch bedingten hochalpinen Formenschatz, zum Hochgebirge stempelt, das dicht am Rande der Poebene gelegen ist.. Sie nehmen damit eine gewisse Sonderstellung gegenüber den benachbarten Südalpenteilen ein, die, wie die Luganer Alpen im W und die Brescianer Alpen im O, weit geringere Durchschnittshöhen aufweisen.

Ein zweites Charakteristikum ist hier die ungemein starke Durchdringung von Kalk- und Schiefergebirge, womit sich die Bergamasker Alpen als ein Gebiet stärkster tektonischer Beanspruchung erweisen, sowie das Vorhandensein der gesamten Schichtfolge der Südalpen, deren Glieder sich in allgemein west-östlichem Streichen von N nach S nacheinander ablösen, beginnend mit den Gneisen, Schiefern und Phylliten des orobischen Kristallins und

endend mit den Scaglia-Flysch-Sandsteinen und Mergeln der obersten Kreide und des Alttertiärs.

Wechselvoller tektonischer Aufbau und ständig sich ändernde petrographische Verhältnisse bieten somit die Grundlage eines unvergleichlich großen Formenreichtums und schaffen Bilder höchster morphologischer Gegensätze in der Großskulptur und Kleinmodellierung.

Wie allenthalben in den Alpen, so spielt aber auch hier der große Formenbildner Eiszeit eine bestimmende Rolle in der Gesamtmorphologie, sei es unmittelbar durch die großartige Vergirnung der Hochgebirgskämme und höchsten Kalkmassive der Voralpenzone, von denen Talgletscher gegen die Ebene vorstießen, sei es mittelbar durch peri- und fluvioglaziale Wirkungen, die unterhalb der Schneegrenze und außerhalb des Vereisungsgebietes formenbestimmend waren.

Besonderes Interesse erlangt dabei das in allen Voralpenzonen auftretende Phänomen des Verhältnisses von Eigen- und Fremd- bzw. Fernvergletscherung. Gleich einer mächtigen Klippe im Meer wurden die Bergamasker Alpen von den Rieseneisströmen umbrandet, welche aus den zentralalpinen Firnfeldern herabstiegen und bis in die Lombardische Ebene ihre Stirnen vorstießen, wobei mächtige Diffluenzzungen in die peripheren Tallinien des Gebirges eindrangen, während das weit über die eiszeitliche Schneegrenze aufragende Gebiet im nördlichen und mittleren Teil aus eigenen Nährgebieten Gletscher speisen konnte und so zu einer Lokalvergletscherung Anlaß gab, die sich nicht nur auf die Hauptkette beschränkte, sondern auch die südlicheren isolierten Kalkstöcke mit Kargletschern ausstattete und Talgletscher entwickelte.

Da aber die im Verhältnis zu den großen zentralalpinen Eisströmen kleinen Eigentalgletscher bei weitem nicht so weit wie jene nach S vorstoßen konnten, andererseits auch die isolierten Kargebirge nicht hoch genug waren, um alles unter ihnen liegende Gebiet mit Firn zu überziehen, so treten uns bereits wenig südlich der Hauptkette größere Oberflächeneinheiten entgegen, die weder von oben durch die Kargletscher erreicht, noch von unten aus von den Talgletschern berührt wurden: ein Gebiet zwischen Lokal- und Fernvergletscherung.

Hier aber, und noch besser in dem südlich anschließenden, völlig firn- und eisfrei gebliebenen Voralpengebiet stellt sich eine Landschaft vor, die vor allem in den Nachkriegsjahren größte Beachtung gefunden hat, das Gebiet der großen Flächenbildungen mit eigengesetzlicher, rein fluviatiler Entwicklung, mit Altformen in der Höhe und Jungformen in der Tiefe, mit Eintiefungssystemen, die sich einerseits mit präglazial-tertiären Vorgängen verknüpfen lassen und andererseits eine klare Beziehung zur diluvialen Formenprägung aufweisen. Dieses Gebiet der „zählebigen Formen"

nimmt damit eine wichtige Schlüsselstellung ein als Mittler zwischen Tertiär und Quartär, zwischen Einst und Jetzt.

Wenn die nachfolgende Arbeit aus der Vielzahl der zu klärenden Probleme nur die eiszeitliche Vergletscherung des Gebirges herausgreift, so liegt es daran, daß die Bergamasker Alpen als eines der Stiefkinder der morphologischen Alpenforschung bisher noch keinerlei Bearbeitung erfahren haben, so daß sie eine Stofffülle aufweisen, deren Gesamtbehandlung weit über den Rahmen einer Dissertation hinausgehen dürfte.

II. DIE HEUTIGE VERGLETSCHERUNG.

Ausgangsbasis für die Erforschung der eiszeitlichen Vergletscherung der Bergamasker Alpen bildete die im Durchschnitt über 2400 m hohe orobische Hauptkette zwischen M. Legnone im W und Piz Tri im O. Hier treffen wir im Gebiet der höchsten Gipfel noch heute eine kleine Vergletscherung an, die in die glaziologische Untersuchung miteinbezogen wurde und daher als Überleitung zur Diluvialvergletscherung dem Hauptteil vorangestellt werden soll.

Wenn auch schon Porro, Corti u. a. das Auftreten von Gletschern im obersten Seriotal und auf der Abdachung des Gebirges zum Veltlin erwähnen, so haben sich doch erst Ricci[67]) [68]) [69]) und in neuester Zeit Nangeroni[50]) eingehender mit den rezenten Glazialerscheinungen beschäftigt.

Für die Untersuchung der heutigen Vergletscherung der Bergamasker Alpen waren die bisher vorliegenden italienischen Kartenblätter im Maßstab 1 : 50 000 mit ihren oft sehr ungenauen und lückenhaften Höhenangaben, einer meist ganz schematischen Isohypenzeichnung und oft völlig unrichtigen topographischen Eintragungen wenig geeignet.

Erst nach der zweiten Begehung des Gebietes lagen einige der inzwischen fertiggestellten Neuaufnahmen des Ist. Geogr. Mil. im Maßstab 1 : 25 000 vor, so daß nun wenigstens nachträglich die Resultate mit dem Kartenbild verglichen und teilweise berichtigt werden konnten.

Das heute noch durch Gletscher ausgezeichnete Gebiet der Bergamasker Alpen kann etwa durch folgende Grenzlinien umrissen werden: Pso. di Cigola — Pso. di Valsecca — Valle Nera — Val Seriana — Valle Bondione — Valle Gleno — Pso. di Belviso — Valle di Belviso — M. Lavazza — il Pizzo — il Baitlin — M. Pesciola — Pta. S. Stefano — Pta. della Pessa — Valle di Venina — Valle di Ambria. Innerhalb dieses Gebietes verzeichnete die Statistik des Com. glac. ital.[25]) bisher nur 16, Ricci[68]) in seiner Arbeit bereits 22, Nangeroni[50]) aber 38 rezente Gletscher. Den größten Teil dieser von den italienischen Geographen angegebenen Glet-

scher konnte ich selber besuchen; was aus Zeitmangel ausgelassen werden mußte, wurde zum Teil aus dem Studium der neuen Meßtischblätter erschlossen. Dabei konnte noch ein 39. Gletscher einwandfrei ermittelt werden, den Nangeroni noch nicht erwähnt und der das tiefe Kar an der Nordseite des Pso. della Brunona einnimmt.

Auf die Einzelbeschreibung der Gletscher soll im folgenden verzichtet werden; ich verweise dabei auf die ausgezeichnete Spezialarbeit Nangeronis[50]), und in bezug auf die Lage der Gletscher auf das beigegebene Kärtchen (im Anhang), auf dem die Nummernfolge Nangeronis beibehalten und nur wenig an den Namen geändert wurde. Wo die Bezeichnungen vom Meßtischblatt abweichen, stützen sie sich auf die Namensgebung, die die Gletscher von den Einheimischen erfahren haben.

a) Formen der Gletscher, Exposition, Größe und Speisung.

Wir finden in den Bergamasker Alpen keinen einzigen Gletscher 1., sondern nur Eisströme 2. und 3. Ordnung, die sich lediglich auf die Hochregion des Gebietes beschränken und die höchsten Ursprungs- und Schlauchkare, die schmalen Hochtröge, sowie die etwas flacheren Teile tiefer Wandnischen ausfüllen.

Gletschertyp	Anzahl absolut	Anzahl v.H.	Oberfläche absolut in qkm	Oberfläche v.H.
Kar	17	43,5	1,065	22,3
Hochtrog (bzw. Schlauchkar)	12	30,7	2,453	51,2
Wandnische	5	12,8	0,305	6,4
Hangfläche	3	7,7	0,117	2,4
Firnfeldniveau	2	5,1	0,848	17,7
Zusammen	39	100,0	4,788	100,0

In vorstehender Tabelle wurden die verschiedenen Gletschertypen in bezug auf ihre Häufigkeit zusammengestellt. Danach bilden — was die Anzahl betrifft — die Kargletscher fast die Hälfte aller Eiszungen, mit etwa einem Drittel sind die Hochtröge beteiligt, während die Gletscher in Wandnischen, auf Hangflächen und auf den Firnfeldniveaus erst in weitem Abstand folgen. Anders wird allerdings das Bild, wenn wir die von den einzelnen Typen eingenommenen Areale betrachten. Hier dominieren bei weitem die Hochtröge, die bei kleinerer Zahl die größten aller Bergamasker Gletscher beherbergen. Nur knapp ein Viertel der vergletscherten Fläche beanspruchen die Kargletscher, während sich das letzte Viertel auf die übrigen Typen verteilt, wobei sich allerdings noch die Firnfeldvergletscherung hervorhebt, da sie im we-

sentlichen durch den größten Bergamasker Eisschild, den Trobbio-Gletscher, vertreten wird.

Allein die Tatsache, daß in den Bergamasker Alpen nur Gletscher niederer Ordnung entwickelt sind, deutet darauf hin, daß sich bei hochgelegener Schneegrenze nur dort noch Gletscher erhalten könen, wo alle nur möglichen, der Eisbildung günstige Bedingungen vorhanden sind. Eine hervorragende Rolle spielt dabei die Exposition.

Exposition	Anzahl der Gletscher absolut	v.H.
N (NNW—NNO)	22	56,4
NW	8	20,5
W (und WNW)	4	10,3
NO	3	7,6
O	1	2,6
SW	1	2,6
Zusammen	39	100,0

Wie die Tabelle deutlich zeigt, liegt mehr als die Hälfte aller Gletscher (33) ± nordexponiert. Etwa ein Fünftel hat Nordwest-, nur etwa ein Zehntel Westexposition. Damit ist die Gunst dieser ausgesprochenen Schattenlagen klar genug ausgedrückt, zumal hier auch sämtliche größeren Gletscher erscheinen.

Betrachten wir nun die beigegebene Tabelle im Anhang, in der sämtliche Bergamasker Gletscher zusammengestellt sind. Bei ihrer Aufstellung wurden nur gelegentlich die Angaben Nangeronis[50]) benutzt und zwar in den Fällen, wo eigene Beobachtungen fehlten und auch die Karte nicht genügend exakte Werte liefern konnte. Meist aber wurden eigene Messungen benutzt und, vor allem in bezug auf die Flächenausmaße, die neuen Meßtischblätter weitgehend ausgewertet. Ungeändert übernommen wurden nur die von Nangeroni an einzelnen Gletschern vermessenen Rückschrittswerte des Zungenendes.

Wie die planimetrischen Messungen ergaben, ist der Trobbio-Gletscher mit einer Fläche von rund $^3/_4$ qkm der größte Gletscher in den Bergamasker Alpen. Er bleibt damit aber noch weit hinter den kleinsten Talgletschern der Zentralalpen zurück, die sämtlich einige qkm Fläche aufweisen. Summiert man die einzelnen Flächenwerte der 39 Gletscher, so ergibt sich für die insgesamt vergletscherte Fläche der Bergamasker Alpen ein Wert von *4,788 qkm*, was von der Angabe Nangeronis mit 4,686 qkm auffallenderweise nur wenig abweicht. Wie klein diese Gesamteisfläche in Wirklichkeit ist, zeigt ein Vergleich mit den auch nicht übermäßig großen Zillertaler Keesen, wo jeder einzelne noch größer ist als das gesamte Gletscherareal der Bergamasker Alpen. (Waxegg-Kees 5,3 qkm, Hornkees 5,7 qkm.)

Diese 4,8 qkm vergletscherter Fläche bedeuten etwa 0,13 % der Gesamtfläche unseres Alpenteils (3550 qkm), wobei noch zu bemerken ist, daß der mehr als doppelt so hoch veranschlagte Wert Kurowskis[40]) mit 10,6 qkm = 0,3 % sicher auf der ungenauen Darstellung der älteren Kartenblätter beruht.

b) Heutige orographische und klimatische Schneegrenze.

Die für die einzelnen Gletscher maßgebende orographische Schneegrenze wurde mit der in den Bergamasker Alpen am besten anzuwendenden Höferschen Methode errechnet (siehe Tabelle im Anhang). Sie steigt, wenn man von Einzelheiten absieht, von W zunächst mit der Massenerhebung steil nach O an, kulminiert im Gebiet der höchsten Gipfel (Redorta-Scais-Coca), um dann wieder, wenn auch bedeutend sanfter, etwa parallel der Gipfellinie gegen O abzufallen.

Aus der oben gewonnenen Erkenntnis, daß in den Bergamasker Alpen die Exposition die bei weitem wichtigste Rolle bei der Existenz der heutigen Gletscher spielt, kann nicht vorsichtig genug von der orographischen auf die klimatische Schneegrenze geschlossen werden.

Es war mir aus diesem Grunde unmöglich, Nangeroni[30]) in seiner Berechnung der klimatischen Schneegrenze zu folgen. Dieser zählte ohne jede nähere Begründung zu seinen Mittelwerten für die orographische Schneegrenze eine Anzahl von Metern, die ihm wohl rein gefühlsmäßig bei der jeweiligen Exposition und vorwiegenden Speisung am günstigsten erschien. „Spiritus rector" war anscheinend der Wunsch, immer auf den gleichen, von vornherein fixierten Wert für die klimatische Schneegrenze zu kommen, so daß es bei seinem Verfahren nicht verwunderlich ist, daß seine Additionswerte ohne zwingenden Grund völlig verschieden sind. Sie differieren im Extremfalle um 167 m (+ 22 und + 189 m), bei Tälern mit gleichen Voraussetzungen immer noch um 45 m (Arigna + 142, Malgina + 97 m). Diese eigenartige „Methode" Nangeronis führte zu einer Höhe der klimatischen Schneegrenze von ca. 2700 m, also im Durchschnitt 100 m höher als die orographische.

Dieser unwahrscheinlich tiefe Wert und die oben skizzierte primitive Berechnungsart führten mich dazu, auf völlig anderem Wege die klimatische Schneegrenze zu ermitteln.

Grundlage für diese Untersuchung bot die „geographische oder Gipfel-Methode" Richters. Aus Raummangel sei hier auf die Einzeluntersuchung verzichtet. Das Resultat war folgendes:

1. Die klimatische Schneegrenze liegt allenthalben über 2700 m.
2. Auf der Nordseite liegt sie zwischen Valle di Venina und Valle di Arigna in ± 2750 m Höhe, erreicht in der Valle Bondone

2775 m und kulminiert im Gebiet der Valle Caronella — Valle di Belviso mit rund 2800 m.

3. Auf der Südseite liegt die klimatische Schneegrenze im Gebiet des obersten Seriotales in ca. 2825—2850 m Höhe.

4. Die Höhendifferenz zwischen Nord- und Südseite beträgt damit etwa 75—100 m.

Abschließend läßt sich aus der Betrachtung der rezenten Bergamasker Gletscher als wichtigstes Resultat folgendes sagen:

1. Es existieren weit mehr Gletscher, als Karte und Statistik bisher verzeichneten; im ganzen sind es 39 mehr oder weniger eigenbewegliche Eismassen;

2. die klimatische Schneegrenze liegt im Mittel 2800 m hoch, d. h. ca. 100 m tiefer als bisher angenommen wurde, aber 100 m höher als die von Nangeroni berechnete. Sie erscheint auf der Südseite in 2825—2850 m, auf der Nordseite in 2750—2800 m Höhe;

3. trotz der bescheidenen Größe der Bergamasker Gletscher finden sich an ihnen sämtliche Merkmale eigenbeweglicher Eismassen; mit der Mannigfaltigkeit ihrer Formen bilden sie für Voralpenverhältnisse ein ausgezeichnetes glazialmorphologisches Studiengebiet.

B. DIE EISZEITLICHE VERGLETSCHERUNG DER BERGAMASKER ALPEN.

Wissen wir nach dem Vorangehenden, daß die höchsten Teile der Bergamasker Alpen noch heute eine geringe Vergletscherung aufweisen, so können wir allein aus dieser Tatsache auf eine ansehnliche eiszeitliche Vergletscherung des Gebirges schließen.

Betrachten wir dazu vorerst, was bisher darüber geschrieben wurde.

I. STAND DER ERFORSCHUNG.

Die ersten ausführlichen Berichte über die diluviale Vergletscherung der Südalpen lieferten 1861 de Mortillet[47]) und Omboni[51]). Ihnen folgte 1863 der deutschsprachige Aufsatz Mojsisovics'[46]) über „Die alten Gletscher der Südalpen", der aber noch wenig Neues bringt und im wesentlichen aus den vorhergehenden nichtdeutschen Arbeiten schöpft. Bereits vollständiger sind die Angaben Stoppanis[77]) in seiner 1880 erschienenen „Geologia d'Italia". In der folgenden Zeit werden nur Teilgebiete behandelt:

von Sacco[71]) (1893) und Wilmer[88]) (1904) das Moränenamphitheater des Addagletschers, von Moebus[45]) (1901) und Heß[31]) (1904) der diluviale Oglioglетscher. Eine ausgezeichnete Zusammenfassung unter Hinzubringung neueren Beobachtungsmaterials bringt 1909 Penck im dritten Bande der „Alpen im Eiszeitalter“[58]), eine Bearbeitung, die bis heute für unser Gebiet durch keine neuere übertroffen wurde. Auf ihr fußen u. a. die entsprechenden Teile des 1910 erschienenen Werkes von Taramelli über „L'Epoca glaciale in Italia“[82]). Nicht unwesentlich vermehrt, besonders für das Bergamasker Gebiet, wurden die Angaben Pencks durch den Aufsatz Levys[42]) über „Die eiszeitliche Vergletscherung der Südalpen zwischen Dora Riparia und Etsch“. Hat aber Penck die Bergamasker Alpen nur auf wenigen Routen begangen, so ist auch Levy nur bis zu den Endmoränen der diluvialen Bergamasker Gletscher vorgedrungen. In einem kleinen Aufsatz in der „Natura“[52]) beschrieb 1915 Patrini einige Stadialmoränen der nordseitigen Tröge. Nach dem Kriege veröffentlichte die Sektion Bergamo des C.A.I. in ihrem Bolletino eine Aufsatzreihe über die Eiszeit in den Bergamasker Alpen[89]), bringt aber kaum Neues; sie ist in ihrer Einfachheit für einen weiteren Leserkreis zugeschnitten. Neben diesen Spezialarbeiten weisen eine ganze Anzahl geologischer Abhandlungen (s. Literaturverz.) mehr oder weniger ausführliche Bemerkungen glazialgeologischer Art auf, in den letzten Jahren besonders die Spezialkartierung der „Leidener Schule“.

Zusammenfassend können wir sagen, daß das Hauptinteresse der Eiszeitstudien den mächtigen zentralalpinen Eisströmen galt, die, wie Adda- und Oglio-Gletscher, den Gebirgsrand überschritten und mächtige Eisfächer im lombardischen Vorland ausbreiteten. Die zwischen diesen Fremdgletschern liegenden Gebiete mit eigener Verfirnung aber wurden mit wenigen Strichen abgetan. Nur besonders interessante Vorkommen wie die Interglazialablagerungen von Piànico und Leffe fanden wegen ihrer allgemeineren Bedeutung eingehende Bearbeitung. Erst eine Spezialuntersuchung der Bergamasker Alpen war dazu berufen, diese Lücke in der glaziologischen Erforschung der Südalpen zu beseitigen und unter Zusammenfassung der dürftigen Angaben nunmehr den Versuch zu unternehmen, ein möglichst vollständiges Bild der Bergamasker Alpen im Eiszeitalter zu entwerfen.

II. PROBLEMSTELLUNG.

Wie schon in der Einleitung kurz hervorgehoben, müssen wir im Gebiet der Bergamasker Alpen zwei Arten von Vergletscherung unterscheiden, die sowohl in bezug auf ihr Ursprungsgebiet als auch in ihren morphologischen Auswirkungen stark voneinander abweichen: auf der einen Seite ist es die Eigenverfirnung, der die

höchsten Gebirgsteile im Eiszeitalter ausgesetzt waren und welche neben einer Anzahl von Kargletschern eine ganze Reihe kleiner und größerer Talgletscher nach allen Richtungen speiste; zum andern die Fremdvergletscherung, die die beiden großen zentralalpinen Eisströme des Adda- und Oglio-Gletschers verursachten, indem sie von N gegen das Gebirge anbrandeten, es gleich mächtigen Fangarmen von drei Seiten umklammerten und bedeutende Diffluenzzungen in die peripheren Täler vorstießen. Hierbei kam es zu vielfachen Berührungen und Verschmelzungen mit den Eigengletschern des Gebirges, wobei die kräftigeren Diffluenzäste die schwächeren Bergamasker Eisströme stauten, was sich einmal im negativen Sinne auf die glaziale Formengebung auswirkte, andererseits aber Eismächtigkeiten bedingte, die im Verhältnis zur geringen Speisung übernormale Werte annahmen. Damit hat aber ein großer Teil des Gebirges, obwohl seiner Lage nach den südlichen Voralpen zugehörig, einen Formenschatz erhalten, der in überreichem Maße die Wirkungen der großen Gletscherepoche zur Schau trägt.

Morphologische Einzelbeobachtungen, stratigraphische Untersuchungen und die Feststellung der Geschiebehöhengrenzen halfen gemeinsam, die Lösung der Aufgaben in Angriff zu nehmen und ein Bild des eiszeitlich vergletscherten Gebirges und der damit verbundenen Formengestaltung zu entwerfen.

Was der nachfolgende Text ausführlich zur Darstellung bringt, wurde in der beigegebenen Karte der „Würmvergletscherung der Bergamasker Alpen" auch bildlich festgehalten. Ihre Unterlage bildeten vor allem die aufgefundenen Geschiebe-Höhengrenzen, die im Anhang tabellarisch aufgeführt sind.

III. DIE EISZEITLICHE SCHNEEGRENZE.

Wie schon Penck[30]) und Taramelli[82]) mitteilten, lag die eiszeitliche Schneegrenze in den Bergamasker Alpen verhältnismäßig hoch und ist für die Südseite des Gebirges in ca. 1700—1750 m Höhe anzusetzen. Für die Nordabdachung zum Veltlin lag sie sicherlich tiefer, ist aber hier nicht mit Bestimmtheit festzulegen, da einerseits sämtliche nordseitigen Hängegletscher in den das gesamte Veltlin ausfüllenden Adda-Gletscher mündeten, wodurch Endmoränen der Hocheiszeit nirgends zur Ablagerung kommen konnten, und andererseits die Oberfläche des Adda-Gletschers hier überall (in steigendem Maße von W nach O) über der Schneegrenze gelegen war. Nimmt man jedoch, was mir hier durchaus erlaubt erscheint, eine ungefähre Parallelität zwischen heutiger und diluvialer Schneegrenze an, so dürfte auf der Nordseite diese Grenzlinie kaum höher als 1600 m gelegen haben. Im Mittel lag also die Schneegrenze 1650—1700 m hoch.

Wenigstens für die Südseite können wir sagen, daß die eiszeitliche Schneegrenzdepression nicht den normalen Wert von 1200 m erreichte, sondern, wie schon Penck[58]) S. 843 in Erwägung zog, geringer war, d. h. 1100—1150 m betrug. Würden wir den zweifellos zu tief gegriffenen Wert Nangeronis für die heutige klimatische Schneegrenze benutzen, so kämen wir sogar auf eine Depression von nur 1000—1050 m.

IV. DIE EIGENVERGLETSCHERUNG DES GEBIRGES.

a) Die Firnkämme.

Mit der eiszeitlichen Depression der Schneegrenze kam ein großer Teil der Kämme und Gipfel in den Bereich des „ewigen Schnees" und konnte so zum Ausgangsgebiet einer Eigenvergletscherung werden.

Den markantesten Firnkamm stellte in der Eiszeit die W-O streichende orobische Hauptkette dar. Sie lag 700 bis maximal 1400 m über der eiszeitlichen Schneegrenze und wurde so zum Hauptursprungsgebiet der Bergamasker Eigengletscher. Außer ihr ragten noch große Teile der nach N und S ausgehenden Quer- und Nebenketten über die Schneegrenze auf. Es waren sämtliche nach N absteigenden Querkämme zwischen M. Rotondo im W und Piz Tri im O, welche gegen N allmählich unter den mächtigen Adda-Eisstrom untertauchten, während ihre Flanken von beiden Seiten von den nordseitigen, dem Adda-Eis tributären Bergamasker Eigengletschern umbrandet wurden.

Auf der Südabdachung lagen folgende Kämme und Massive im Bereich des ewigen Schnees:
ganz im W die Grigna-Dolomitgruppe, weiter nach O der Kamm Zuc del Corvo — Cma. Grande — M. Ventulosa, die Kalkkette M. Cavallo — M. Pegherolo, die Gipfelkette Pzo. del Diavolo (Tenda) — M. Cabianca — Pzo. del Becco — M. Spondone — M. Mincucca einschl. der Karlinge in der Umgebung der Laghi Gemelli, der Dolomitzug M. Menna — Pzo. Arera — M. Secco, der Nebenkamm M. Gleno — M. Sasna, die imposante Presolana-Dolomitgruppe und schließlich die Kalkkette Cma. di Bacchetta — Cimone di Bagozza — Corna di S. Fermo ganz im O. Als südlichster eiszeitlicher Firnkamm muß der isolierte Hauptdolomitstock des M. Alben angesehen werden, der weniger als 300 m in die Eisregion vorstieß.

Die an diese höchsten Neben- und Querkammpartien sich vorwiegend nach S anschließenden, ständig an Höhe verlierenden Bergkämme und Hügelrücken blieben unter der Schneegrenze, aperten also im Sommer mehr oder weniger aus und wurden so das Gebiet vorwiegend periglazialer Wirkungen. Hier finden wir

daher nur noch weiche Bergrückenformen und typische Rundlinge, deren beste Vertreter der M. Pora (1879 m), M. Alto (1720 m), Zuc. di Maèsimo (1663 m), Cimone di Margno (1801 m), M. di Muggio (1797 m) u. a. sind. Nur dort, wo noch die Haupttäler von Talgletscherzungen durchflossen wurden, folgte noch einmal auf das Schwarz der ausgeaperten Schutthänge das Gletscherweiß der Talgründe.

b) Die Talgletscher.

Der gebietsmäßigen Verteilung nach müssen wir in den Bergamasker Alpen vier einheitliche, scharf voneinander getrennte Gletschergebiete unterscheiden, welche auf der Karte der Würmvergletscherung auf den ersten Blick zu sondern sind.

Mit fast durchweg durch den Firnkamm der orobischen Längskette von den südseitigen Vereisungsgebieten getrennten Firnmulden stiegen auf der Nordabdachung kurze, steile Talgletscher zum Adda-Eis hinab.

An dieses Vergletscherungsgebiet schlossen sich im äußersten NW und NO weitere Talgletscher an, die ebenfalls noch in die großen Fremdgletscher (Adda- und Oglio-Gletscher) bzw. deren Diffluenzzungen mündeten, jedoch nach SW und nach SO abstiegen.

Erst die Südabdachung des Gebirges entwickelte zwei große, völlig selbständige und unabhängige Talgletscher, während der dritte, östlichste wieder weitgehend seine Selbständigkeit verlor: es sind von W nach O Brembo-, Serio- und Scalve-Gletscher.

Als viertes Vereisungsgebiet müssen schließlich die isolierten Kalkmassive und Ketten betrachtet werden, die nur noch wenig über die Schneegrenze aufragten und sich daher lediglich durch kleine, nicht mehr die Talgründe erreichende Kargletscher auszeichneten.

1. Die 17 Gletscher der Nordseite.

Ausgesprochen glazialmorphologische Züge sämtlicher — zum Veltlin bzw. zur Apricapaßtalung — nach N absteigender Quertäler der orobischen Hauptkette weisen auf intensive Vergletscherung im Diluvium hin.

Die Firnsammelmulden lagen unter den nordseitigen Schlauch- und Treppenkaren der Hauptkette sowie den stark zerkarten nordstreichenden Querkämmen und Karlingen. Alle diese Bergamasker Gletscher vereinigten sich mit dem großen, hier O-W fließenden Adda-Eis bzw. dessen nach O über den Apricapaß zum Oglio-Gletscher transfluierenden Gletscherarm.

Charakteristisch für alle heute eisfrei liegenden Gletscherbecken ist ihre gewaltige Tiefe bei teilweise guter Ausbildung eines typischen Trogbodens, ihr steiles Gefälle zum Veltlin (maximal mehr als 10 %), das Vorhandensein von deutlichen Trogschultern,

Karterrassen und „Firnfeldniveaus", ihre z. T. starke Moränenverklebung und die hohen Konfluenzstufen an der Vereinigung der Zweiggletscher.

Der Anzahl nach können wir insgesamt 17 Einzelgletscher der Bergamasker Nordseite unterscheiden, die, durch Firnkämme voneinander getrennt, das Adda-Eis erreichten.

Der kleinste war zweifellos der Moranda-Gletscher ganz im O, der sich mit dem Adda-Transfluenzast etwas unterhalb der Malga Campadei vereinigte.

Westlich des Kammes M. Torsoleto — Corno di Barbione folgt die Valle di S. Antonio, die sich beim Dörfchen S. Antonio in die östliche Valle Brandet und die westliche Valle di Campovecchio gabelt. Beide zu ausgezeichneten Trögen ausgearbeitete Täler enthielten Gletscher, die sich aber in der Hocheiszeit nicht zum S. Antonio-Gletscher zusammenschließen konnten, da die gesamte Valle di S. Antonio und die sie begrenzenden niedrigen Bergkuppen vom Adda-Eis überflutet wurden. Durch den Firnkamm M. Borga — Cno. dell'Agna voneinander getrennt, mündeten sie daher selbstständig in den Transfluenzast des Adda-Gletschers:

Der östliche Brandet-Gletscher hatte ca. 4,5 km Länge und vereinigte sich mit dem Adda-Eis etwa in der Breite des heutigen Dörfchens Brandet.

Ungefähr 1 km länger war der westliche Campovecchio-Gletscher. Eine hohe Karterrasse umgibt seine Firnmulde, die von den Malghe Culvegla, mehrfach gestuft, zum Trogboden abbricht. Ca. 1 km nördlich des M. Palabione mündete dieser in das Adda-Eis.

Weit größer und mächtiger als die vorher beschriebenen konnte sich der Belviso-Gletscher entwickeln, da er im Gebiet des M. Gleno an einer Stelle der Hauptkette wurzelte, wo diese vom M. Torena aus weit nach S zurückspringt. Er empfing hauptsächlich von O größere Nebengletscher, deren Tröge heute in 400—450 m hohen Stufen zum Haupttal abbrechen: Demignone-, Veneròcolo- und Latte-Gletscher. Von SW mündete nur ein Nebeneisstrom aus dem Großkar an der NO-Flanke des M. Torena, der den Belviso-Gletscher über die breite Karterrasse mit den Seen L. Verde, L. Nero und Laghetto erreichte. Der Belviso-Gletscher hatte insgesamt eine Länge von ca. 8,5 km und eine Breite, die maximal 4 km überstieg.

Wesentlich kleiner war der sich westlich anschließende, ohne Nebengletscher ausgestattete Caronella-Gletscher mit nur 3,5 km Länge.

Der Bondone-Gletscher stand ihm an Länge wenig nach, war jedoch schätzungsweise nur von halber Breite und stürzte als Kargletscher in mehreren Stufen steil zum Adda-Gletscher hinab. Noch heute enthält das tiefe Doppelkar zwei kleine Eisströme.

Bedeutend breiter war der ca. 3 km lange Malgina-Gletscher, der aus den Karen gespeist wurde, die heute noch die vier kleinen Cagamei-Kargletscher enthalten.

Weit größer noch wurde der Armisa-Gletscher, der die Valle di Arigna ausfüllte. In seiner Nährregion springt die Wasserscheide mehr als 1,5 km nach S zurück; im so gebildeten Winkel erhebt sich als mächtiger Eckpfeiler der höchste Gipfel der Bergamasker Alpen, der Pzo. di Coca 3052 m. Heute noch enthalten die am günstigsten exponierten Kare des Tales einige der größten Bergamasker Gletscher. Mit einer maximalen Breite von 4 km mag der Gletscher 5 km Länge erreicht haben.

Im NW-Kar des Pzo. di Rodes beginnt die kurze, vom T. Serio durchflossene Valle Sorda. Auch sie enthielt im Diluvium einen, wenn auch recht bescheidenen Gletscher. Dieser Sorda-Gletscher stieß mit steilem Oberflächengefälle zum Adda-Eisstrom, hatte aber bei 1 km maximaler Breite höchstens 2 km Länge.

Unvergleichlich größer war dagegen der Venina-Gletscher in der Valle di Venina. Er war mit 8 km Länge und 3 km Mündungsbreite einer der mächtigsten Eisströme der Bergamasker Nordseite und setzte sich aus drei „Quellgletschern" zusammen, die an Größe von O nach W abnahmen: Caronno-Gletscher (gebildet durch den eigentlichen Caronna-Eisstrom und die Eisfüllung der Val du Vidél), Ambria-Gletscher und Eisstrom der oberen Valle di Venina. Im ganzen trifft man noch heute im ehemaligen Quellgebiet des Venina-Gletschers, dem 13,5 km der Hauptwasserscheide angehören, 10 kleine Kargletscher an.

Weiter nach W folgten Livrio- und Cervio-Gletscher als ca. 8 km lange, ziemlich schmale und unverzweigte Eisströme.

Weit mächtiger wurde wieder der Madre-Gletscher, dessen Firnregion sicher über die breite Paßöffnung des Passo di Dordona 2058 m mit den südseitigen Firnfeldern in Verbindung stand und der von W ganz bedeutende Kargletscher empfing. Er erlangte somit, obwohl unverzweigt, 7 km Länge und annähernd 3 km Breite. Erst nördlich des Pzo. di Presio ist die Grenze zum Adda-Eis zu suchen.

Die 5 km oberhalb Morbegno in tiefer, unwegsamer Schlucht ins Veltlin mündende Valle Tàrtano entwickelte den Tàrtano-Gletscher, der sich aus zwei großen Zungen zusammensetzte: der Eisfüllung der Valle Lunga und der Valle Corta. Der Tàrtano-Gletscher war einer der größten der Nordseite, erlangte er doch etwa 8 km Länge und teilweise gegen 4 km Breite.

Die weitaus größten Gletscher aber lieferte die Valle del Bitto, die sich in die beiden großen Quelltäler der Valle del Bitto di Albaredo im O und der Valle del Bitto di Gerola im W gabelt. Da in der Hocheiszeit das Adda-Eis nicht nur das kurz vor Morbegno

vereinigte Bittotal sondern auch noch die unteren Teile beider Zweigtäler sowie die sie begrenzenden Höhen völlig überdeckte, mündeten Albaredo- und Gerola-Gletscher unabhängig voneinander in den Adda-Gletscher. Daß sich gerade hier mit dem Gerola-Gletscher der größte Eisstrom der Bergamasker Nordseite entwickeln konnte, liegt an dem Umstand, daß in diesem Gebiet der wasserscheidende Kamm am weitesten nach S zurücktritt und am imposanten Horn des Pzo. dei Tre Signori seinen südlichsten Punkt im Gesamtverlauf erreicht. Wurde schon der Albaredo-Gletscher etwa 5,5 km lang und bis zu 3 km breit, so erreichte der Gerola-Gletscher 9 km Länge und teilweise mehr als 5 km Breite und kann so als König der nordseitigen Gletscher bezeichnet werden.

Als spiegelbildliches Analogon zum äußersten O springt auch im W der orobische Hauptkamm weit gegen das Veltlin vor und erlangt im verhältnismäßig hohen M. Legnone sein nordwestliches Ende gegen die Veltlin-Comerseetalung. Der hier in einem großen Karzirkus wurzelnde Lesina-Gletscher stieß steil zum Adda-Eis hinab und hatte mehr als 5 km Breite, doch nur ca. 3,5 km Länge. Die Schliffgrenze des Adda-Eises liegt oberhalb der runden Schultern des M. Pecorano im O und der Cma. di Scoggione im W in ca. 1650—1700 m Höhe.

2. Die südseitigen Gletscher.

Drei große Quertäler, an der orobischen Wasserscheide beginnend und den größten Teil der Bergamasker Wasseradern in sich aufnehmend, entwässern das Gebiet nach S zur Poebene bzw. zur Valcamonica; von W nach O : Val Brembana, Val Seriana und Valle Dezzo (Val di Scalve — Val d'Angolo). Jede der drei Talfurchen war das Bett eines diluvialen Gletschers; Brembo- und Seriotal wurden nur in ihrem oberen Teil vom Eise erfüllt, das Dezzotal dagegen war in seiner Gesamtlänge vergletschert, da noch das Eis des Oglio-Gletschers in die Val d'Angolo eindrang und hier mit dem Scalve-Eisstrom verschmolz.

aa) Der Brembo-Gletscher.

Entsprechend der starken Aufgliederung und Verästelung des Brembo-Quellgebietes oberhalb des Beckens von S. Martino de' Calvi setzte sich der diluviale Brembo-Gletscher aus zwei großen Zweiggletschern zusammen, die ich von W nach O als Olmo- und Branzi-Gletscher bezeichnen möchte, nach den größten Siedlungen in diesen Talästen. Der Olmo-Gletscher bestand wieder aus drei größeren Asten, die sich bei Olmo zum Hauptzweig vereinigten, während der Branzi-Ast nur zwei Teilgletscher aufwies, deren Zusammenfluß bei Branzi lag.

Der Olmo-Zweig-Gletscher.

Sein westlichster Ast war der Stabina-Gletscher. Dieser wurzelte in den kleinen Quelltälchen der Val Stabina, die sich in die Südflanke des Pzo. Tre Signori-Massivs einfressen. Infolge der Massigkeit der permischen Sandsteine und Konglomerate gaben aber die Steilwände dieser Berggruppe kaum Raum zur Ausbildung von Firnsammelmulden. Den Wänden fehlt daher jegliche Karbildung; lediglich kleinere Nischen mit etwas flacherem, aber immer noch verhältnismäßig steilem Gefälle des Bodens könnten neben den unzähligen tiefen Schuttrinnen und Lawinenbahnen als rudimentäre Kare, als Karansätze gedeutet werden (Karoide nach Sölch, Karembryonen nach Krebs). Wir haben daher hier typische „Ursprungströge", denen die Firn- oder Karmulde über dem Trogschluß in der Regel fehlt.

Auch der Nordabfall der massigen Hauptdolomitwände von Cma. Grande — Cornetta — Cma. di Piazzo — M. Aralalta zeigt keine Karbildung trotz günstiger Nordexposition, sondern nur tiefe Nischen und Einrisse, die den Lawinen den Weg weisen konnten.

Zwischen Rava und Cassiglio erhielt der Stabina-Gletscher von N den einzigen Nebengletscher aus der Valle di Ornica. Dieser wurzelte in den ersten Karen der Südabdachung der orobischen Wasserscheide im Gebiet südlich des Pso. di Salmurano sowie im Ursprungstrog der Valle d'Inferno. Bei Cugno wenig unterhalb Olmo mündete der Stabina-Gletscher in den Hauptast.

Der zweite Ast des Olmo-Gletschers erfüllte die Valle Mora (Mora-Gletscher). Sein Nährgebiet hat bereits ausgesprochen hochalpines Gepräge, besteht doch oberhalb des Trogschlusses die Firnmuldenregion der Casa di S. Marco mit Karen zwischen M. Colombaro und Pzo. delle Segade und dem kleinen Hochtrog der Valle Ponteränica. Der Mora-Gletscher erfüllte das Becken von Cusio — Sta. Brigida mit einem Eissee, der sicherlich über die Paßöffnung von S. ta Maria Maddalena nach W mit dem Ornica-Gletscher in Verbindung stand. Nur so können die Porphyrgeschiebe unmittelbar östlich dieser Paßöffnung oberhalb Cusio gedeutet werden, sowie die schuttüberdeckten Moränen an der Straße Cusio — S. ta Brigida. Sowohl die Hochfläche der „Piani dell'Avaro" im W (Casera 1716 m) als auch der Hochflächenkamm Costone — M. Cantedoldo im O waren ohne ständige Schneebedeckung, ihre Flächen über dem Eise aperten also mit dem Beginn der frühsommerlichen Schneeschmelze aus und lieferten zu dieser Zeit dem unter ihnen liegenden Talgletscher die meisten und größten Lawinen. Als Nunatakker ragten Pzo. di Cusio und M. Disner zwischen dem Eissee von Cusio — S. ta Brigida im N und dem Stabina-Gletscher im S über das Bremboeis auf. Bei Olmo vereinigte sich der Mora-Gletscher mit dem öst-

lichsten Zweig, den Mezzoldo-Gletscher, den Hügel von Cugno 875 m dabei noch überfahrend.

Der Mezzoldo-Ast war wohl der mächtigste Zweig des Olmo-Gletschers. In seiner Nährregion schwingen sich schöne Kare im Halbkreis vom Pzo. delle Segade über M. Azzarini, M. Fioraro, Cma. di Lemma um den Talschluß herum, während vom östlichen Pso. S. Simone ein kleiner Hochtrog in hoher Stufe einmündet.

Im Gegensatz dazu weist die mächtige Kalkkette M. Cavallo— M. Pegherolo — M. Secco an ihrer Westseite nirgends Kare auf. Erst westlich Piazzatorre mündete aus der sackartig nach Osten endenden Valle di Tòrcola ein kleiner Gletscher, der in dem steilwandigen Tal nur Lawinenspeisung erfuhr.

Im Gebiet von Olmo vereinigten sich die drei Zweige des Olmo-Gletschers, wobei sich aber nur Spuren von Konfluenzstufen in Form von geringen Gefällsversteilungen an den Mündungsstellen der drei Nebentäler bemerkbar machen.

Im O und W nur noch von firnfreien Bergkämmen begleitet, erreichte der Olmo-Gletscher bei Piazza Brembana das Becken von S. Martino de'Calvi und damit den mächtigeren Ostast des Brembo-Gletschers, den Branzi-Eisstrom.

Seine maximale Länge maß vom Camisolokamm bis zur Mündungsstelle etwa 15,5 km, vom M. Azzarini aus ca. 13 km. Die Eismächtigkeit war nicht sehr bedeutend und nahm außerordentlich schnell gegen S hin ab: von weniger als 600 m bei Olmo sank sie bis zur Mündungsstelle auf kaum mehr als 150 m.

Der Branzi-Zweiggletscher.

Trotz des kleineren Einzugsgebietes (157 qkm gegenüber dem Olmo-Gletscher mit 166 qkm) wurde der Branzi-Gletscher bedeutend mächtiger. Bestimmend für diese Tatsache war sicherlich die allgemein höhere Lage seines Ursprungsgebietes mit einer ganzen Anzahl von Gipfeln, die 2600 m und mehr erreichten.

Der intensiveren Vergletscherung verdankt daher das obere östliche Brembotal seinen bedeutend reicheren und reiner ausgebildeten glazialen Formenschatz, seine Vielzahl von Karen, Hochtrögen, Stufenmündungen und Taltrögen.

Der Branzi-Gletscher setzte sich aus zwei großen Gletscherästen zusammen: dem Valleve- und Carona-Ast.

Der westliche, der Valleve-Gletscher, verzweigte sich wiederum nördlich Valleve in zwei Quellgletscher:

Von W kam der Cambrembo-Ast, dessen Firn sich in den flach karartigen Hochmulden am Pso. S. Simone und in den sehr seichten Karwannen südlich des Pso. di Tàrtano sammelte. Die steilen Kalkwände von M. Cavallo, M. Cavallino und M. Pegherolo dagegen weisen keinerlei Karbildung auf.

Kaum anders ist das Bild im Gebiet des von NO kommenden Foppolo-Astes: auch hier südlich des Tales die steilen, zerrissenen Kalkwände des Pzo. del Vescovo und des M. Valgussera, im N die sanften Kamm- und Hangformen mit flachen Karmulden im Kristallin und Perm.

Über den niedrigen Pso. della Croce 1953 m bestand eine breite Verbindung zum Firngebiet des Corno Stella. Ebenso müssen über die niedrigen und breiten Öffnungen des Pso. di Tàrtano 2135 und Pso. di Dordona 2058 m Zusammenhänge mit der Nordseite bestanden haben, da südlich Carona und bei Valleve Granitgneis-Geschiebe gefunden werden, die der Südabdachung der Bergamasker Alpen absolut fremd sind.

Bei Branzi mündete der Valleve-Gletscher in den östlichsten Brembo-Eisstrom ein. Die ausgezeichnet ausgebildete Konfluenzstufe ist hier mehr als 100 m hoch.

Der mächtigste Gletscherast im Gebiet des Brembotales überhaupt erfüllte die Val Brembo di Carona. Dieser Carona-Gletscher wurzelte unter der SW-Flanke des imposanten Hornes des Pzo. del Diavolo (di Tenda) und erfüllte in einer riesigen Firnmulde das ganze obere Brembotal. Wir haben hier ein klassisches Beispiel fast aller nur möglichen Glazialformen auf engem Raum zusammen: die Ursprungskare am M.Aga und besonders auf der südlichen Kette M. Madonnino — M. Cabianca, das Pso. di Valsecca-Kar mit fast gefallener Rückwand, die Durchgangskare westl. des Pso. di Pòrtula und Pso. di Reseda, die rundgebuckelte Karplatte unterhalb des M. Aga-Ostkammes, den sicher spätglazialen Hochtrog der Valle Camisana, die vielen Kar- und Kolkseen im südlichen Teil des Gebietes, dazu ein formenreiches Rundhöcker- und Schliffgelände, eine intensive Blockstreuung und Schuttmassen allenthalben.

Von N erhielt der obere Carona-Gletscher drei Nebengletscher, die die Hochtröge der Valle del M. Sasso, Valle Sambuzza und Valle di Carisole erfüllten. Die ausgezeichnet ausgebildeten Konfluenzstufen sind 3—600 m hoch.

Von S empfing das Carona-Eis nur kurze Kargletscher der Nebenkette M. Cabianca — Pzo. del Becco. Erst bei Carona mündete von S eine Transfluenzzunge des Val Borleggia-Gletschers, der im L. Colombo-Kar südlich des Pzo. Toretta und im Großkar der Laghi Gemelli wurzelte und mit seiner Hauptmasse erst bei Branzi auf den Caronagletscher stieß. Auf diese Transfluenzzunge deutet eine auffallende Divergenz der Rundhöcker südlich des L. Marcio und das eigentümliche Gletscherschliffgelände nordwestl. des Sees hin.

Südlich der Vereinigung mit Valleve- und Borleggia-Gletscher empfing der Eisstrom nur noch von O Zufuhr aus den Karen, die sich an der Westflanke der Kette M. Spondone — M. Mincucca aneinanderreihen. Der im W liegende Hochflächenkamm der Tòr-

cola mit einer Höhenlage, die etwa der diluvialen Schneegrenze entsprach, war firnfrei, konnte daher nur Lawinenschnee liefern.

Erst bei Fondra bzw. Baresi empfing der Branzi-Gletscher nochmals einen Nebeneisstrom aus dem Tal von Roncobello, welcher den großen Firnbecken zwischen M. Spondone und M. delle Galline entsprang und des weiteren Kargletscher aus dem Pzo. Arera-Nordwestkar und dem anschließenden Teil der Mennagruppe erhielt. Während von Roncobello aus die Hauptmasse des Eises weiter nach W vorstieß und bei Baresi — Bordogna mit der Eisfüllung des Beckens von S. Martino de'Calvi verschmolz, schob sich eine Seitenzunge unter Umgehung des Picarelli — Nunatakkers (1202 m) gerade noch über den Pso. del Vendöl und erreichte so bereits bei Fondra den Branzi-Gletscher.

Im S. Martino-Becken brandete der Branzi-Gletscher gemäß seiner bisherigen Fließrichtung gegen die südliche Umrahmung des Beckens, wodurch die Prallseite in den „Corunghelli" durch glaziale Unterschneidung ihre außerordentliche Steilheit erlangt hat, während sich im toten Winkel auf der Nordseite die Terrassen von Valnegra, Foppe und Mojo di Calvi erhalten konnten.

Über das Ende des Brembo-Gletschers gehen die Ansichten bis heute auseinander. Nach den älteren italienischen Arbeiten (besonders Stoppani [77]) [78]) und Taramelli[82])) endete der Gletscher etwa bei Lenna.

Penck[56]) nahm das Gletscherende, ohne allerdings das Gebiet selbst besucht zu haben, etwas nördlich von Camerata Cornello, vermutlich bei der „Goggia", also 3 km weiter im S an.

Levy[42]) glaubte auf Grund seiner späteren stratigraphischen Untersuchungen wiederum völlig andere Ergebnisse mitteilen zu müssen. Nach ihm gelangte w o h l der Branzi-Gletscher noch bis ins Becken von Lenna, der Olmo-Gletscher jedoch („Gletscher des Brembo occidentale") sei g a r n i c h t im oben angegebenen Ausmaß vorhanden gewesen, sondern habe als Gletscher des Brembo di Mezzoldo bereits bei Piàzzolo geendet.

Levy widerspricht sich aber selbst mit vielen Angaben: nördlich Piazza Brembana findet man die besonders auffallenden Porphyrgeschiebe bis weit über 600 m hinauf. Wenn aber nach seiner weiteren Mitteilung der allein vorhandene Gletscher des Brembo orientale bei Lenna, also in ca. 470 m Höhe geendet hat, so müßte man, um diese hochgelegenen Geschiebe noch diesem Gletscher zuzuordnen, eine Schiefstellung der gesamten Gletscheroberfläche verlangen, deren Richtung senkrecht (N-S) auf der Longitudinalachse des Gletschers stand. Wäre aber eine Schiefstellung an sich noch denkbar, so fehlt ein hinreichender Grund dafür, daß der Branzi-Gletscher ausgerechnet an der Nordseite des Beckens hochbrandete und nicht der natürlichen Abdachung nach S folgte. (Vgl. die Prallseite der „Corunghelli"!). Ein weiterer Widerspruch

Levys liegt darin, daß er bei Leugnung eines Olmo-Gletschers eine „kristalline Moräne“ am Osthange des westlichen Brembotales nördlich Mulera angibt und weiter talaufwärts gegen Olmo hin mächtige Gehängekalkbreccien, die einen nicht unbeträchtlichen Anteil kristalliner und Permgeschiebe aufweisen. Von der Richtigkeit der Beobachtungen konnte ich mich persönlich überzeugen, frage aber nun, wie Levy diese Moräne anders als eine Ablagerung eines Olmo-Gletschers und die erratischen Anteile der Breccien anders als von den oberen Hangpartien abgerutschte Geschiebe dieses westlichen Brembo-Gletschers erklären will? Wie will Levy des weiteren den hübschen, völlig eisgerundeten und abgeschliffenen Hügel von Olmo erklären, auf dem die Dorfkirche steht und die vielen Verrucano- und Colliosandsteinblöcke, die über beide Talflanken zwischen Olmo und Averara verstreut sind und sich durch ihre rotbraune Farbe ausgezeichnet von den lokalen grauen Kalkgeröllen abheben?

Alle diese Tatsachen b e w e i s e n eindeutig die Existenz eines Olmo-Gletschers, der alle drei Quelltäler des Brembo occidentale füllte und noch das Becken von S. Martino erreichen konnte.

Wie steht es nun mit dem bislang umstrittenen Ende des Brembo-Gletschers? Da seine Exstenz im Becken von S. Martino de'Calvi erwiesen ist (Moränen von Valnegra, Foppo, Cantone, Bordogna etc.), kann sein Ende nur zwischen Lenna und der „Goggia“ zu suchen sein. Eine typische Endmoräne ist aber auf dieser etwa 4 km langen Talstrecke nirgends zu finden. Das Tal bleibt jedoch unterhalb Lenna, wo es Südrichtung besitzt, noch sehr weit, erst bei der „Goggia“ verengt es sich plötzlich, obwohl zunächst noch das gleiche Gestein wie weiter im N ansteht (unt. Esinokalk), und der Fluß erst südlich Pte. Secco bei gleichbleibend engem Talquerschnitt durch den hier das Tal querenden oberen Esinokalk (Calcare metallifero) zum Raibler-Becken von Camerate Cornello und S. Giovanni Bianco durchbricht.

Penck nahm das Ende des Brembo-Gletschers vermutlich dort an, wo die Engstrecke des Tales bei der „Goggia“ beginnt. Dort aber, wie in der ganzen Kalkschlucht bis Camerata Cornello, panzern nur mächtige Kalkbreccien die Hänge, deren untere Partien allerdings nicht selten Porphyr- und Permgerölle führen. Von Moränen ist hier keine Spur vorhanden, wohl aber, wenn man die Straße weiter nach N in Richtung Lenna verfolgt. Etwa auf der Höhe des Kilometersteins 35 westlich oberhalb der Eisenbahnstrecke zeigte sich folgender Aufschluß: als Liegendes die äußerst festverkittete Breccie, hier aber mit besonders vielen Verrucano-, Sandstein- und Porphyrgeröllen, darüber ein ca. 1 m mächtiges Band geschichteter, fluvioglazialer Sande und als Hangendes schließlich eine ganz frische, noch völlig unverfestigte Moräne. Hier kann demnach trotz des Fehlens einer Endmoräne, die sicherlich vom Fluß längst ausgeräumt ist, mit einiger Sicherheit

das ungefähre Ende des Brembo-Gletschers angenommen werden; es lag schätzungsweise beim Km 33.

Die Länge des Brembo-Gletschers betrug damit ca. 26 km, vom Pzo. del Diavolo aus gemessen. Hatte er bei Fondra noch eine Mächtigkeit von mehr als 400 m, so nahm diese im S. Martino-Becken infolge der starken plötzlichen Ausweitung des Tales rasch ab. Immerhin muß sie bei Lenna noch mehr als 100 m betragen haben. Von hier aus senkte sich dann die Zunge verhältnismäßig flach nach S, das Oberflächengefälle kann kaum mehr als 3% erreicht haben.

bb) Der Serio-Gletscher.

Der Serio-Gletscher war trotz seines kleineren Einzugsgebietes mit nur 267,5 qkm gegenüber dem des Brembo-Gletschers mit 323 qkm (Olmo-Gletscher 166 qkm, Branzi-Gletscher 157 qkm) weit mächtiger als dieser.

Diese seine größere Entwicklung verdankt er einmal der geringeren Zergliederung seines Nährgebietes, die zweite Ursache liegt in den bedeutend größeren Gipfelhöhen, liegen doch im obersten Talgebiet die höchsten Erhebungen der Bergamasker Alpen überhaupt mit den beiden Pizzi del Diavolo 2914 m bzw. 2926 m, dem Pzo. di Redorta 3037 m, Pzo. di Scais 3039 m, Pzo. di Coca 3052 m, M. Torena 2911 m, Pzo. Recastello 2888 m und M. Gleno 2852 m.

Der Serio-Gletscher wurzelte in der Firnmulde des oberen Barbellinosees, der die Kare tributär waren, die sich vom Pzo. di Coca im N bis zum M. Cimone im S in einem nach SW geöffneten Kranz um das Talende herumschwingen: Valmorta-, Malgina-, Trobbio- und Cerviera-Großkar (sämtlich Durchgangskare mit einem Kranz darüberliegender Ursprungskare) sowie die kleinen Kare zwischen den Cme. di Caronella und dem M. Torena bzw. diesem und dem M. Costone.

Unterhalb der heute zu einem See gestauten Barbellino-Ebene endet der obere Seriotrog; unter einem annähernd 600 m hohen Trogschluß beginnt der untere Seriotrog, der Trog von Valbondione.

Hier empfing der Serio-Gletscher zunächst von N den aus dem Schlauchkar des L. di Coca kommenden Coca-Gletscher, von S jedoch einen größeren Neben-Talgletscher aus der Valle di Bondione (Lizzola), der, im Kar des L. di Bondione wurzelnd, bereits oberhalb Lizzola alta den mächtigen Hauptgletscher erreichte.

In Verlängerung der Linie Bondione — Lizzola alta liegt der Pso. della Manina mit nur 1799 m Höhe, der nach SO das Seriotal mit dem Povo- und damit Scalvetal verbindet. In seiner außerordentlichen Breite, seiner niederen Höhe, die minimal noch unter 1800 m bleibt und den ihn begrenzenden gerundeten Kammformen

ist er sicher eine breite Verbindungspforte zwischen Serio- und Scalve-Eis gewesen. Wahrscheinlich hat hier ein Teil des Serio-Eises im Hochstande der Eiszeit den Paß infolge des größeren Eisdruckes von N in südöstlicher Richtung überschritten.

Wo bei Fiumenero ein weiterer Nebengletscher von N einmündete (Neratal), bog der Serio-Gletscher aus der SW'- in die S-Richtung ein. Von O empfing er nur noch einen Seitengletscher aus der Valle Sedornia (Firnfelder des Kalkplateaus zwischen M. Barbarossa und M. Vigna Vaga bzw. diesem und der Cma. di Timogno), der bei Gandellino ins Haupttal vorstieß.

Die weiter im S in die Val Seriana einmündenden linken Seitentäler (Valle dei Molini und Valle del T. Rino) waren völlig eisfrei, da sie von runden Bergrücken umgeben wurden, die nirgends die Schneegrenze wesentlich überstiegen, sondern zum größeren Teil unter ihr blieben. Diesen fehlt daher jede Karbildung; die Talfurchen sind rein fluviatile Kerbtäler geblieben.

Anders stand es mit der Valle di Valzurio. Sie war wenigstens z. T. vergletschert, da sie in Kalkplateaus endigt, die von den beiden höchsten Gipfeln der Presolana-Gruppe überragt werden: Pzo. della Presolana 2521 m und M. Ferrante 2426 m. Für ganz unmöglich aber halte ich die Auffassung, die von italienischer Seite geäußert wurde[89]), daß dieser Valzurio-Gletscher noch ein Seitengletscher des Serio-Eises gewesen ist. Als Beweis dafür wird die Moräne von Nasolino an der Mündung der Valle di Valzurio angeführt. Als Ablagerung dieses angeblichen Seitengletschers dürfte sie nur Kalkgeschiebe aufweisen; das Gegenteil ist aber der Fall: in ihr überwiegen die roten Perm- und Kristallingeschiebe. Sie ist daher als Seitenmoräne des Serio-Gletschers aufzufassen.

Von W erhielt der Serio-Gletscher südlich Fiumenero noch drei Eiszuflüsse: aus der Val Grabiasca (Kartreppe der Costa d'Agnone mit den drei Seen L. Alto, L. di Mezzo und L. Basso), aus der Valle del Goglio (Kare und Karplatten zwischen Pzo. Salina, M. Pradella, M. Cabianca und M. Madonnino im N; Felsbeckenseen L. d'Aviasco, L. i Campelli, L. Nero, L. Cernello und L. Sucotto; Kare an der Ostflanke des Kammes M. Corte — Pzo. Farno sowie am M. Pradella und Pzo. Salina) und aus der Valle Acqualina (Kare südl. des M. Corte und Pso. dei Laghi Gemelli. Nordkare des Pzo. Arera im Gebiet des L. Branchino, Kare der Kalkkette Pzo. Arera — M. Secco). Zwischen Goglio- und Acqualinatal lag der firnfreie Schneidenkamm M. Zulino — M. Zanetti.

Im weiteren Lauf nach S drang der Serio-Gletscher in ein Gebiet ein, das nur noch im Winter eine zusammenhängende Schneedecke aufwies, im Sommer aber mehr oder weniger ausaperte: wie schon im Bereich des Brembo-Gletschers die Region zwischen der Fernvergletscherung des Haupttales in der Tiefe und den Kargletschern der Lokalvereisung in der Höhe, ein Gebiet mit starken periglazialen Wirkungen.

Der Serio-Gletscher endete im Würmglazial an der großen Jungendmoräne der „Selva" im Bereich des Beckens von Clusone, die etwa von der P. te della Selva über Fiorini zum M. Né streicht.

Der Gletscher hatte somit eine Länge von ca. 32 km (M. Torena — P. te della Selva). Seine größte Mächtigkeit erreichte er im Gebiet von Valbondione unterhalb des unteren Trogschlusses mit etwa 1200 m; bei Fiumenero betrug sie nur noch ca. 1100 m, bei Gromo ca. 700 m, bei Ardesio ca. 350 m und bei Villa d'Ogna weniger als 200 m: das Zungen-Gefälle überstieg 8%.

cc) Der Scalve-Gletscher.

Obwohl der Scalve-Gletscher mit 137 qkm das kleinste Einzugsgebiet der drei großen südseitigen Bergamasker Talgletscher besaß, stand er doch hinter seinen westlichen Nachbarn kaum an Mächtigkeit zurück; denn waren die beiden unabhängigen Gletscher im W (Brembo und Serio) nur auf die in ihren Einzugsgebieten vorhandenen Eismassen angewiesen, so trat der Scalve-Gletscher in engste Verbindung zum Oglio-Gletscher.

Das Ursprungsgebiet des Scalve-Gletschers lag in der obersten Val di Scalve, d. h. am Ostrande des Schilpario-Längstales unmittelbar westlich des Pso. di Campelli. Die Grenze gegen das Oglio-Eisstromgebiet ist nur im S scharf ausgebildet gewesen. Hier ragt die mächtige Muschelkalkkette auf, die sich südlich des Pso. di Campelli von der Cma. di Baione bis zur Corna di S Fermo erstreckt. Sind an ihrer Nordseite infolge der Steilheit der Wände auch keine echten Kare, sondern nur Ansätze dazu entwickelt, so lag diese mächtige Kalkmauer doch schon hoch genug über der eiszeitlichen Schneegrenze, um genügende Mengen an Firnschnee und Lawineneis liefern zu können. Als Firnsammelmulde diente die heute leicht verkarstete, sanft geneigte und mit einem riesigen Kalkblockfeld (zum großen Teil Bergsturztrümmer) bedeckte Fläche zu Füßen des Cimone della Bagozza und der Cma. di Baione.

Im N ist die Grenze schwer zu ziehen. Westlich der Valle Gaffione haben wir eine Anzahl von Höhen („Colli"), die sämtlich 2100 m übersteigen. Ihre Hänge sind völlig gerundet und almengrün, nur der höchste Teil bildet bei den östlichen von ihnen eine kleine Felsspitze, die fast unbewachsen ist und sich in ihrer stärkeren Böschung deutlich von den sanften Hängen darunter abhebt. Zwischen den „Colli" haben wir breite, im Profil flach schüsselförmige Paßdurchgänge vom Scalvetal aus nach N ins Gebiet der Val Paisco und nach O in die Valle del T. Clegna.

Hier ist kaum eine andere Erklärung möglich, als daß der Gehängeknick unter den weniger als 100 m hohen Felsspitzen die „Schliffkehle" darstellt, aber kaum durch Schleifarbeit des Eises, sondern durch Wandverwitterung entstanden. Damit aber be-

stand in diesem Gebiet eine breite Verbindung des Scalve-Firngebiets mit den Eismassen der Val Paisco und Valle Clegna. Die Eisscheide, soweit man hier von einer solchen sprechen kann, lag auf einer mehrfach unterbrochenen Linie, die die Berge Cma. di Baione, M. Campione, M. Gardena, i Colli und M. Pertecata miteinander verbindet. Eine Transfluenz von Paisco-Eis ins Scalve-Gebiet hat kaum stattgefunden, da sich sonst zumindest auf den breiten Paßhöhen Kristallingeschiebe des Paisco-Fensters finden müßten, die sich hier im Bereich permischer Sandsteine und Verrucani leicht bemerkbar machen würden.

Einen ersten Zufluß erhielt das Scalve - Firngebiet aus den Karen, die nördlich des Pso. del Vivione die Valle Asinina und Valbona abschließen. Der zweite Zufluß kam ebenfalls von N aus der Val di Vò und bestand aus zwei kleinen Troggletschern, die am Pso. di Venano im W und am Pso. del Veneròccolo im O wurzelten. Weiter im W mündete der Gletscher des Südkares des Pzo. Tornello direkt in den Hauptgletscher.

Ein ziemlich großer Nebengletscher kam aus dem Treppenkar südlich des Pso. di Belviso, erfüllte die Valle del T. Gleno und erreichte die Eisfüllung des Schilpariobeckens nordwestlich von Vilminore. Hier lag gleichfalls die Mündungsstelle des Povo-Eisastes, der sich aus Transfluenz-Eismassen des Serio-Gletschers (Manina-Paß) aufbaute und vom Pzo. di Petto — NO-Kar einen Kargletscher empfing.

Ein großes Nährgebiet des Scalve-Gletschers stellte das Presolana-Kalkplateau dar. Das heute stark verkarstete Polzone-Kar enthielt als einziges Nordkar der Kalkgruppe unter den steilen Nordwänden der Presolana einen Kargletscher, der nach N mit dem Firnfeld verschmolz, welches das ganze Plateau in einer Breite von ca. 1 km und einer Länge von etwa 3,5 km bedeckte. Das Firnfeld schickte nach NO und O Eiszungen in das Scalve-Gebiet hinab, welche in ihrer Richtung den beiden bestehenden Talfurchen folgten: Valle Civinata im NO und Valle del T. Rino. Zwischen den Eisströmen aber lag die Costa di Valnotte als schmaler Kammrücken, der, ohne eigene Firnbedeckung, im Sommer weitgehend ausaperte.

Von O erhielt der Scalve-Gletscher südl. des Beckens von Vilminore keinen Zufluß mehr. Zwar enthielt das westexponierte Kar zwischen Pzo. Camino und Corna di S. Fermo einen kleinen Gletscher, der aber nicht mehr die Kraft besaß, über den Karrand wesentlich nach W vorzustoßen. Hier hatten wir also ein weites Gelände, etwa unter 1800 m, aber über 1500 m gelegen, ständig eisfrei, nur vom winterlichen Schnee bedeckt, der im Sommer fast völlig abtaute.

Im Bereich des Dezzo-Durchbruches wurde der Scalve-Gletscher außerordentlich stark eingeengt, was eine mächtige Stauung verursachen mußte und wohl nicht unbeträchtlich dazu beigetragen

hat, das Scalve-Becken überhaupt erst in der erstaunlich großen Mächtigkeit mit Eis anzufüllen. Die zweite Ursache der Eisstauung aber ist auf den großen Einfluß des Oglio-Gletschers zurückzuführen. Schon 5 km südl. des Scalve-Beckens trat dieser Einfluß erstmalig in Erscheinung; denn hier mündete von O, den breiten Taltorso von Brono-Palline ausfüllend, eine mächtige Transfluenzzunge des Oglio-Gletschers. Die Eishöhe muß hier noch weit mehr als 1300 m betragen haben, denn noch auf dem 1294 m hohen Giovetto di Palline finden sich inmitten der hier lokal auftretenden Kalktrümmer Tonalite, Gneise und Verrucani, die nur dem Oglio-Eis zugeschrieben werden können. Nur der höchste Teil der Esinokalkscholle der Corna Mozza 1424 m mag vielleicht noch aus dem Eise herausgeschaut haben.

Nur natürlich ist es, daß der sich hier senkrecht in die Scalve-Eismasse einschiebende Borno-Diffluenzast den Scalve-Gletscher nach W zur Seite drückte, so daß ein Teil seines Eises über die breite Paßöffnung des Giogo della Presolana in die obere Valle Gera abgedrängt wurde. Wie weit diese Eiszunge nach WSW in Richtung auf das Becken von Clusone vorstieß, bzw. mit dem Presolana-Gletscher verschmolz, ließ sich allerdings nicht feststellen. Außer einer auffallend geringfügigen Blockstreuung von Permgeschieben unmittelbar in der Umgebung der Paß-Ebenheit (nur diese kommen ja für die Feststellung einer Transfluenz in Betracht), waren keine weiteren Glazialspuren zu finden. Eine Endmoräne dieser Eiszunge, die wohl oberhalb Castione della Presolana zu suchen wäre, konnte nirgends beobachtet werden. Wir werden auf die gewaltige Schotterverbauung dieser Gegend noch zu sprechen kommen.

Wenig südlich der beiden Transfluenzstellen dürfte sich das Scalve-Eis endgültig mit dem Oglio-Gletscher vereinigt haben; denn dieser hatte an der Mündung des Dezzotales noch eine Eisstromhöhe von mindestens 1400 m, und Oglio'-Eisgeschiebe finden sich allenthalben im Glazialbecken von Angolo, das noch genauer zu besprechen sein wird.

Bis zu den Transfluenzstellen vom Giogo di Palline und Giogo della Presolana hatte der Scalve-Gletscher eine Länge von rd. 18 km, bis zur Mündung des Dezzotales in die Valcamonica etwa 23 km. Die Eismächigkeit nahm verhältnismäßig langsam ab; betrug sie bei Schilpario etwa 800 m, so war der Gletscher an den Transfluenzpunkten immer noch > 400 m mächtig. Ebenfalls infolge der Stauung war auch das Oberflächengefälle ziemlich gering: vom Schilpario mit ca. 1900 m Eishöhe senkte sich die Oberfläche bis zum Giogo della Presolana auf etwa 1500 m, das sind noch nicht 4,5 %. Im Becken von Angolo müssen wir uns sogar einen flach das Becken ausfüllenden Eiskuchen von mindestens 5 km Länge vorstellen, der so gut wie kein Gefälle aufwies.

c) Die isolierten Kargletscher der Südseite.

Wurden bisher die großen Eigeneisströme der Bergamasker Alpen und die vielen Neben- und Kargletscher besprochen, die jenen tributär waren, so müssen jetzt noch kurz die kleinen Kargletscher Erwähnung finden, die kaum über den Bereich ihres Kares hinausgingen und keinerlei Verbindung mehr mit den Eismassen der großen Täler hatten. Sie finden sich auf einer Linie Grigna — Presolana im Bereich der triadischen Kalkketten und Massive, welche die 2000 m-Grenze noch überschreiten.

Über die Vergletscherung der Grigna wird bei der Behandlung des Adda-Gletschers und seiner Diffluenzzungen berichtet.

Östlich der Valsàssina erhebt sich die die Val Stabina im S begleitende Hauptdolomitkette Corna Grande — Zuccone Campelli — Cma. di Piazzo — M. Aralalta — M. Ventulosa; die Gipfel liegen im Durchschnitt noch über 2000 m. Die beiden Westkare zwischen Corna Grande und Zuccone Campelli standen noch mit dem Stabina-Ast des östlichen Brembo-Gletschers in unmittelbarer Verbindung. M. Aralalta und M. Ventulosa zeigen keine echten Kare mehr. Nur am M. Aralalta ist an der NW-Seite eine kleine Nische mit ziemlich steilem Boden entwickelt, die man als unfertiges Kar ansprechen könnte. Auf der Südseite der Kette ist ein kleiner Plateaugletscher sicherlich am Zuccone Campelli anzunehmen. Hier finden sich in Südexposition insgesamt drei karähnliche Wandnischen, welche auf die Kalkhochfläche östlich der Bocchetta Melaccio ausgehen. Reiche Blockstreuung und Rundhöcker zeigen eine leichte eiszeitliche Verfirnung dieser Fläche an, welche in rund 1800 m Höhe gelegen ist.

In der Menna-Gruppe, die östlich des Brembodurchbruches die morphologische Fortsetzung des M. Ventulosa ist, findet sich eine einzige karähnliche Nische an der N-Seite zwischen Cma. und Pzo. di Menna, die vermutlich einen kleinen Kargletscher enthielt, der aber kaum das Gebiet der Baita dello Zoppo überschritten haben dürfte. Größere Vergletscherung wies erst der Esinokalkstock des Pzo. Arera weiter im O auf, die sicher über die rundgebuckelte und eisgeschliffene Fläche des Pso. Branchino einerseits mit dem Valsecca-Gletscher Verbindung hatte, während ein anderer Teil des Eises über das Durchgangskar des L. Branchino nach NO den Acqualina-Gletscher erreichte. An der Arera-Südseite lassen sich insgesamt vier hübsche Kare beobachten, während der runde Dom der Cma. di Grèm nur an der N-Seite zwei Karnischen in etwa 1900 m Höhe zeigt, deren östliche sogar einen kleinen Kolksee enthält.

Die östliche Fortsetzung des Pzo. Arera ist die Kalkkette Cma. Valmora — Cma. del Fop — M. Secco, im Mittel über 2100 m, maximal über 2300 m hoch. Sicher ist hier nur, daß die N-Kare westlich der Cma. del Fop mit dem Acqualina-Gletscher (s. Serio-

Gletscher) noch Verbindung hatten. Die südseitigen Nischen dürfen nur als Karansätze gedeutet werden, deren eiszeitliche Verfirnung kaum ihren Bereich überschritten haben dürfte. Interessanter ist für uns die Presolana-Gruppe. Im Gebiet der obersten Valle di Valzurio beobachten wir zunächst einen schlauchartigen Hochtalboden westlich des M. Ferrante, die Valle Scura. Ihr schließt sich nach O unter der Südflanke des M. Ferrante die Karnische der Valle di Mezzo an, und die östliche Quellader des T. Ogna endet im Kar an der W-Seite der Presolana. Das beschriebene Gelände weist allenthalben schöne Rundhöcker auf, welche allerdings infolge starker Karrenbildung zum Teil schon schwer erkennbar sind. Intensive Blockstreuung reicht hinunter bis ins Gebiet der Baita bassa Verzuda und Malga Pagherola bassa. Bis dorthin war also sicher die Valle di Valzurio vergletschert. Daß aber nach italienischer Ansicht[89]) das gesamte Tal vergletschert gewesen sein soll, ist nicht gut anzunehmen. Wie schon beim Serio-Gletscher erwähnt wurde, ist die Moräne von Nasolino am Talausgang eine Seitenablagerung dieses großen Talgletschers, und die angegebene „Moräne" von Valzurio ist nichts weiter als lokaler Gehängeschutt. Möglich ist nur, daß der Valzurio-Gletscher die Stalle Muschelo gerade noch erreichte, denn von hier ab erhält das Tal rein fluviatiles Aussehen. Ein weiterer kleiner Gletscher mag sich in der obersten Valle Merci gebildet haben.

Ein letztes diluviales Firngebiet der Presolana-Gruppe haben wir in der Valle dell'Ombra, die unmittelbar unter der Felswand des höchsten Presolana-Gipfels im Karboden der Grotta dei Pagani endet. Hier lag das Wurzelgebiet jenes bisher rätselhaften Presolana-Gletschers, der nach italienischer Auffassung bis ins Geratal abgestiegen, sich hier mit der Transfluenzzunge des Scalve-Gletschers vereinigt und mit ihr zusammen das Becken von Clusone erreicht haben soll. Daß sich hier ein Gletscher bilden mußte, steht fest, denn das mehrfach gestufte Hochtal, das in einem schlecht ausgebildeten Kar mit fast heruntergewitterter Rückwand beginnt, wird im N von Gipfeln über 2400 m, im S über 2100 m überragt. Der eigentliche Karboden selbst liegt noch über 2000 m. Fraglich aber ist das Ende des Gletschers. Wie bereits oben beim Scalve-Gletscher erwähnt, ist nirgends eine Endmoräne dieser Eismasse aufzufinden. Der einzige Anhaltspunkt sind die etwas oberhalb Bratto-Dorga beginnenden mächtigen Fluvioglazialschotter der Valle Gera, die sich bis ins Becken von Clusone hineinziehen. Das Eis, also Presolana-Gletscher + Scalve-Transfluenzzunge, kann demnach nicht mehr bis Bratto-Dorga vorgedrungen sein; das Ende ist etwas oberhalb dieser beiden Dörfer mit großer Wahrscheinlichkeit anzusetzen.

Die letzten isolierten Kargletscher traten östlich der Dezzo-Schlucht im Gebiet der Corna di S. Fermo — Pzo. Camino auf. Von dem großen W-Kar zwischen diesen beiden Gipfeln wurde

bereits gesprochen. Ebenfalls isoliert war der Gletscher des O-Kares zwischen Corna di S. Fermo und Cma. di Morèn, denn der Karboden endet über einem rein fluviatilen Quelltrichter. Alle nördlicheren Kare der O-Seite dieser Muschelkalkkette bis zur Concarena aber standen sicher mit dem Oglio-Gletscher unmittelbar in Verbindung, denn mit seiner Eishöhe, die nördlich des M. Mignone bereits 1700 m überschritt, erreichte er nahezu die Karböden und damit die Firnregion dieses Gebietes.

Südlich der Linie hoher Kalkketten und von dieser durch die niedrige weite Raibler-Beckenlandschaft des Oltre il Colle getrennt, erhebt sich der Hauptdolomit im M. Alben nochmals auf über 2000 m. Doch nur die N-Seite dieses mächtigen Dolomitstockes zeigt noch kleine, meist wenig ausgeprägte Karnischen im Bereich der Cma. della Spada.

Hier ist somit der südlichste Punkt des Gebirges, der noch Spuren einer diluvialen Eigenvergletscherung trägt, erreicht. Weiter südwärts haben wir den Gebirgsteil, der niemals vergletschert war, dessen fluviatil-erosive Entwicklung also ohne Unterbrechung von der Gebirgswerdung des Gebietes im Miozän bis auf den heutigen Tag fortgedauert hat.

V. EIGEN- UND FREMDVERGLETSCHERUNG IN DEN RANDLICHEN GEBIRGSTEILEN.

a) Die Gletscher des NW und die Diffluenzen des Adda-Gletschers.

In der NW-Ecke des Gebirges durchdrangen sich Eigeneismassen und Diffluenzäste des Adda-Gletschers ohne scharfe Grenze.

Der einzige Bergamasker Gletscher, der nach NW zum Comersee hin floß, war der Varrone-Gletscher. Sein südlicher Ast wurzelte im NW-Kar des Pzo. Varrone, während der zweite große Quellast aus dem Firngebiet zwischen der Cma. Fraina und dem M. Rotondo kam. Etwa 2 km oberhalb Premana vereinigten sich beide Gletscherzungen. Im weiteren Verlauf empfing er nur noch von N kurze Kargletscher von der weit über 2400 m hohen Hauptkette zwischen Pzo. Alto und M. Legnone. Im S dagegen begleiteten ihn die runden, plumpen Bergrücken der Cma. d'Olino 1782 m, des Cimone di Margno 1801 m und des M. di Muggio 1754 m, die mit ihren höchsten Punkten gerade noch die Schneegrenze erreichten und daher keinerlei Karbildung mehr aufweisen. Die im Bereich dieser niedrigen Erhebungen liegende Valle Marcia war aber zweifellos noch eiserfüllt; denn der durch das eindringende Adda-Eis des Comersees allmählich hochaufgestaute Varrone-Gletscher vermochte von unten her in das Tälchen einzudringen und es mit einer stagnierenden Eismasse zu erfüllen, die sich bis in die obersten Talgründe vorschob.

Von der Paßtalung von Margno — Casargo an sind die Grenzen des Varrone-Gletschers kaum mehr festzulegen, denn von allen Seiten drang vom Comersee her das Adda-Eis in mächtigen Transfluenz- und Diffluenzzungen in das Gebirge ein, so ein weitverzweigtes Eisstromnetz erzeugend. Wilmer[88]) stellte an der Westseite des M. Legnoncino die höchsten Geschiebe in 1550 m Höhe fest, nach Penck[56]) lag auf seiner Nordseite die Höhe des Adda-Eises sogar bei mehr als 1600 m, und Buning[11]) konnte an der NO-Seite des M. di Muggio noch Geschiebe in 1200 m Höhe auf der Alpe Ortighera feststellen. Das besagt, daß das Adda-Eis in das untere Varronetal eindrang, wobei sich die Eisoberfläche ins Gebirge hinein senkte. Gleichzeitig quoll Fremdeis von N her über den niedrigen Sattel der Ròccoli dei Lorla 1463 m, so daß der M. Legnoncino gerade noch als ca. 150 m hoher Felskegel aus dem Eise herausgeschaut hat. Durch das Fremdeis aber wurde der Varrone-Gletscher zu übergroßer Mächtigkeit aufgestaut. Da er andererseits dem eindringenden Adda-Eis den Weg weiter talaufwärts sperrte, drang dieses nach S in die breite Margno-Talung ein, wo es mit der von der Valsàssina von S her eindringenden Eiszunge verschmolz. Damit war die plumpe Kuppe des M. di Muggio von allen Seiten vom Adda-Eise umbrandet, das im W etwa 1400 m, im O nur noch ca. 1200 m Höhe erreichte.

Die mächtigste Zunge, die der Adda-Gletscher in die Bergamasker Alpen vorstieß, erfüllte die breite Valsàssina, die ebenso wie die Val Varrone der normalen südgerichteten Abflußrichtung entgegen läuft. Von Bellano aus drang die gewaltige Zunge in das Tal ein und erhielt bei Taceno die oben bereits erwähnte Nebenzunge vom Varronetal. Bei Prato S. Pietro mündet von S die Valle dei Molini, die in dem einzigen großen und echten Kar der gesamten Grignagruppe zwischen der Grigna sett. und dem Pzo. della Pieve dente. Wir müssen daher hier mit einem kleinen Grigna-Gletscher rechnen, der von S das Valsàssina-Eis noch erreichte.

Einen zweiten Nebengletscher empfing die Diffluenzzunge bei Introbio aus der Valle Biandino, welcher im L. di Sasso-Kar unter den westl. Steilwänden des Pzo. dei Tre Signori und des Pzo. Varrone wurzelte. Weitere Zuflüsse erhielt die Eisfüllung der Valsàssina nicht mehr. Der Gletscher endete unter Umgehung der Grignagruppe im Becken von Pasturo-Barzio. Wie Penck bei Concenedo auf der Ostseite und ich auf der Westseite des Beckens östlich der Pte. dell'Acqua Fredda feststellen konnte, betrug die Eisflankenhöhe etwa in der Mitte des Beckens noch annähernd 1000 m. Das Eis bedeckte also die breite Terrasse von Barzio — Cremeno — Maggio und konnte nach O und SO noch ein Stück weit in die östlichen Pioverna-Quelltäler eindringen. Hier spannt sich daher eine frische End- bzw. Seitenmoränen-Terrasse von Mezzacca über Moggio und östlich an Cremeno und Barzio vorbei

bis an den Südfuß des Zucco Angelone um die Ostseite des Beckens herum. Im S aber finden sich die letzten frischen Moränenreste nördl. des Colle Balisio an der Straße nach Maggio. Damit steht fest, daß die Diffluenzzunge im Zungenbecken von Pasturo endete und n i c h t mehr nach S in den breiten, heute völlig trockenen Hauptdolomitkañon zwischen der südlichen Grigna und dem M. Due Mani in Richtung auf das Becken von Lecco vorstieß.

Griff das Adda-Eis von N und O mit einem großen Diffluenzarm um die Grignagruppe, so wurde diese im W in noch größerem Ausmaße von den Fremdeismassen bedrängt und durchdrungen. Während die Eishöhe am M. di Muggio noch 1400 m betrug, senkte sie sich nach S allmählich auf 1100 m im Bereich der Piani Resinelli. Damit wurde die ganze Weftflanke der Kalkgruppe bis in ansehnliche Höhe hinauf vom Gletschereis umhüllt; M. Albiga und M. S. Defendente nordwestl. und M. Parolo südwestl. Esino zeigen mit ihrer reichen Blockstreuung, daß sie noch unter dem Eisstrome begraben lagen. Erst an der Westseite der Pizzi di Parlasco erscheint eine schwach angedeutete Schliffgrenze in ca. 1350 m Höhe; der M. Cucco zeigt auf seiner Nordseite von ähnlicher Höhe ab schärfere Formen und die höchsten Addaeis-Geschiebe finden sich nach Trümpy[84]) am Pso. di Cainallo in ca. 1300 m und nach eigenen Beobachtungen nordwestl. der Fòrcola di Calivazzo noch in ca. 1250—1275 m Höhe. Das Adda-Eis drang also bei Varenna auch in das Esinotal nach SO ein, erfüllte völlig das weite Raibler-Becken von Esino-Lario, spaltete sich an der Costa di Rosé in zwei Zungen, deren eine nach O hin durch die Valle Vigna den Pso. di Cainallo erreichte und hier wahrscheinlich über die niedrige, nur 1296 m hohe Scharte mit dem Grigna-Gletscher der Valle dei Molini in Verbindung trat, während die zweite die Valle Ontragno bis oberhalb der Alpe Lierna ausfüllte, den Trennungsgrat Cma. Palagia-M. Croce jedoch nicht mehr überschritt.

Von Olcio aus quoll ein breiter Eislappen in die Valle Meria und erfüllte sie, wie Geschiebefunde auf den Almen la Gardata 980 m und A. della Cetra 1006 m und darüber beweisen, bis in ihre Quelltäler hinein; die Grenze liegt etwa bei 1150 m. Auch ist mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß die trogartig ausgestaltete Valle di Prada, der westlichste Quellast der Valle Meria, durch Eigeneismassen der Grigna erfüllt wurde. Sicher aber bildete sich im tiefen Felszirkus der obersten Valle di Sasso Cavallo unter dem steilen Südgrat der Grigna sett. ein kleiner Gletscher und erreichte über hoher Stufe, die heute in der Schlucht der „Termovitt" von dem periodisch abfließenden Wasser zerschnitten wird, die fremde Meria-Zunge. Ob Val Mala und Valle Scarettone eigene Eismassen enthielten, ist nicht mit Sicherheit festzustellen.

Die steilen Stirnen der Costa Pesce und des Zucco Portorella südl. der Valle Meria deutet an, daß hier in ca. 1150—1200 m die Eisflankenlinie gelegen war. Mit dem letztgenannten Gipfel aber springt längs der Grenze der mittleren Grigna-Schuppe das Esinokalk-Gebirge zur südl. Grigna nach O zurück, in der Überschiebungsstirn der Cresta Segantini das Musterbeispiel eines Säge- und Zackengrates schaffend. Südlich dieses West-Ost streichenden Kammes breitet sich, vornehmlich im Bereich der Raibler Schichten der südlichen oder Coltignone-Schuppe, das weite Flachrelief der Piani Resinelli aus. Hier standen also dem Eise keine Hindernisse mehr entgegen, so daß es weit nach O ausgriff und den niedrigsten Teil der schiefen Fläche noch bedecken konnte. Eine frische, sandige Seitenmoräne bei la Moja und auf dem Prato della Nave in ca. 1100 m zeigt die Eiskantenhöhe an.

Südlich der Enge zwischen M. Coltignone im O und M. Morigallo im W (Alta Brianza) erniedrigt sich das Gebirge im Becken von Lecco und der Bassa Brianza derart, daß sich das Eis als breiter Fächer, nur noch von einigen Felspfeilern durchstoßen, gegen die Po-Ebene ergießen konnte. Zwischen dem gestauten Gletscher oberhalb der Enge und dem breiten Eisfächer im S muß an der Einschnürungsstelle ein großer Gletscherbruch von mindestens 350 m Sprunghöhe bestanden haben, denn gegenüber den Jungseitenmoränen der Piani Resinelli in 1100 m liegt die Seitenmoränenterrasse des Beckens von Lecco nur noch in ca. 700 m Höhe. Sie schwingt sich als völlig frische, wenig verwitterte und unverfestigte Eisablagerung von Malavedo unter den Steilwänden des M. Coltignone über Pomedo nach N zu der großartigen Moränenverbauung westl. des M. Melma, erscheint dann nördl. des völlig moränenüberzogenen M. Albano, weiter bei Versasio, hier jedoch meist vom Gehängeschutt des Pzo. d'Erna verdeckt, ausgezeichnet aber wieder westl. des M. Magnodeno auf dem Campo dei Boj, Prato della Cascina und oberhalb le Alpette nordöstl. Maggianico, wo sie nur noch ca. 650 m Höhe erreicht. Eine ausgezeichnete, etwa 35 m hohe Wallmoräne tritt uns weiter bei Carenno 635 m entgegen.

Südlich Carenno wurde der Eisrand aufgespalten. Während der Hauptteil des Eises dem Addatal folgte, umging eine Zunge den gerade noch als Strompfeiler aus dem Eise herausschauenden M. S. Margherita und drang in die Valle Beretta ein. Geschiebe finden sich noch oberhalb Torre de'Busi in ca. 550 m und nach Wilmer[88]) am Col Scarlasc in ca. 500—525 m Höhe. Südl. Caprino Bergamasco stellte sich der zerlappenden Zunge ein weiteres Hindernis im Flyschhügelzug Monte dei Frati-Canto entgegen. Erreichte der Hauptast, nördl. Villa d'Adda an der Südflanke des Flyschzuges noch 400 m Höhe aufweisend, die Ebene von Calusco d'Adda, so zweigte sich hier bei Cisano eine letzte Diffluenzzunge nach O ins Bergamasker Gebiet ab. Wie weit dieser Ast die Valle

S. Martino gegen Bergamo hin noch ausfüllte, läßt sich nicht mit Bestimmtheit sagen. Zwar findet sich mit Wilmer an der Kirche von Pontida ein das Tal querender, niedriger Endmoränenwall, doch wäre das Oberflächengefälle mit annähernd 40 % (Col Scarlasc-Pontida) sicherlich zu hoch, als daß wir hier das Eisende im Würmmaximum annehmen können. Außerdem aber findet sich noch Geschiebestreuung bis östl. Cerchiera, erst dann setzen die Fluvioglazialschotter ein, so daß hier mit größerer Wahrscheinlichkeit das Zungenende zu suchen wäre. Entweder war der Geschiebegehalt der Zunge bereits zu gering, um noch einen deutlichen Wall zu hinterlassen, oder aber die Moräne ist sofort von den starken Schmelzwässern verschwemmt worden, was mir hier am wahrscheinlichsten anmutet. Danach müßte die Wallmoräne von Pontida bereits der beginnenden Abschmelzzeit angehören.

b) Die Gletscher des NO und die Diffluenzen des Oglio-Gletschers.

An der Ostflanke der Bergamasker Alpen war der Oglio-Gletscher das bestimmende Element im Eiszeitalter. In den Ortler Alpen und im Adamello wurzelnd, betrat er im Becken von Edolo die NO-Ecke unseres Gebirges. Bereits bei der Besprechung der nordseitigen Gletscher wurde auf die bedeutende Addaeis-Transfluenzzunge hingewiesen, die den Apricapaß nach O hin überschritt und im Becken von Edolo mit dem Oglio-Eis verschmolz. Am Piz Tri zeigt ein deutlicher Gehängeknick in ca. 2100 m Höhe die Eisflankenlinie an. Südl. dieses Gipfels reichen die sanften, gerundeten Schultern der O-Seite des Gebirges bis unmittelbar an die Kare der hier nach NO umgebogenen Hauptkette Piz Tri—M. Torsoleto heran, kurze Kargletscher erreichten also von W den großen Talgletscher. Einen einzigen großen Nebentalgletscher der NO-Seite des Gebirges erhielt der Camunische Gletscher aus der Val Paisco, die dem Haupttal entgegenläuft. Firngebiet war der Hochtalboden der Valle del Sèllero, der von gekarten Gipfeln umgeben wird, welche z. T. 2600 m erheblich überschreiten. Nach S zu aber stand, wie wir bereits wissen, das Paisco-Eis sicherlich im Gebiet der Valle Vivione mit dem Scalve-Firngebiet in Verbindung. Trotz des hohen Nährgebietes wäre es dem Paisco-Gletscher aber zweifellos nicht möglich gewesen, das Tal in einer Höhe mit Eis zu füllen, die nördlich Loveno-Grumello noch 2000 m überschritt, wenn nicht der mächtige Oglio-Eisstrom in das Tal eingedrungen wäre und den Eigengletscher aufgestaut hätte.

Eine zweite Zunge schickte der Oglio-Gletscher südlich des M. Elto in die kurze Valle Clegna und stand hier ohne Zweifel, wie es Geschiebefunde beweisen, über den niedrigen Sattel des Pso. di Campelli zum zweiten Male mit dem Scalve-Eis in Verbindung. Ein Überfließen in der einen oder anderen Richtung hat

aber wohl nicht stattgefunden, da sich weder Oglio-Geschiebe auf der W-, noch Scalve-Geschiebe auf der O-Seite auffinden ließen.

Südlich der Valle Clegna wurde der Oglio-Gletscher durch die weit nach O vorstoßende Muschelkalkkette Cimone della Bagozza — Concarena vorübergehend eingeengt, konnte sich aber im sanften niederen Raibler-Gebiet westl. Lòsine—Breno—Esine wieder weit nach W vorstrecken.

Am M. Mignone fand Moebus[45]) die höchsten Würmgeschiebe in Form von frischen Tonalitblöcken und Marmoren in rund 1700 m Höhe. Damit ist erwiesen, daß hier zwei mächtige Diffluenzzungen nach W ins Bergamasker Gebiet eingedrungen sein müssen; ein Teil querte den Bereich der Valle di Lòzio und stieß über den Colle di Mignone auf Borno zu, der zweite floß über Malegno—Ossimo nach Borno. Bei Borno vereinigten sich wieder beide Zweige und drangen im Taltorso von Borno-Palline nach W bis zum Scalve-Gletscher vor. Im S lag die Grenze dieser Eiszunge am M. Erbanno noch in rund 1600 m Höhe, am M. Taugine rund 1500 m, welcher wahrscheinlich ähnlich wie der M. Mignone mit seinem spitzen Gipfel gerade noch aus dem Eise herausschaute. Im N blieb bei einer Eishöhe von 1600 m der flache Sporn der Kapelle S. Fermo bereits über dem Eise, doch wurde der Lòzio-Zweig aus einer ganzen Reihe von Karen an der O-Flanke der Kalkkette Corna di S. Fermo — Cma. Ezendola noch gespeist. Große Tonalit-, Gneis-, Verrucano- und Marmorblöcke sind allenthalben im Taltorso von Borno die sichtbaren Spuren der Eiszunge. Im Gebiet von S. Fermo stellten sich somit Hangflächen ein, die wegen ihrer geringen Höhe keinen „ewigen" Firn mehr trugen, sondern im Sommer regelmäßig zum größten Teil ausaperten; hier tritt also wieder einmal eine Region ü b e r der Fremd-, aber u n t e r der Eigenvergletscherung auf.

Wenig südlich Esine mündet bei Darfo die Valle del Dezzo (Scalve), in die eine weitere Diffluenz des Oglio-Eises nach NW stattfand. Die durch diese Angolo-Zunge des Oglio-Gletschers bewirkte Aufstauung des Scalve-Eises, sowie die Transfluenz von Eimassen über den Giogo della Presolana wurden bereits aufgezeigt. Zu erwähnen bleibt noch, daß das über 1400 m hoch stehende Eis des Angolo-Beckens sicher nicht am Colle di Vareno 1366 m vorbeiging, sondern auch diesen mit einer kurzen Zunge zwischen M. Lantana und M. Pora nach W hin überschritt. Doch auch hier, wie schon im Gebiet des Giogo della Presolana, sind außer einigen Geschieben keine weiteren Eisspuren zu finden, so daß das Ende dieser Transfluenzzunge ebenfalls unbekannt bleibt.

Zwischen den mächtigen Eisströmen der Talfurchen ragte der weitgehend verebnete Kamm M. Pora — M. Alto auf, ebenfalls ein Gebiet über der Fremdvergletscherung.

Die größte Diffluenz des Oglio-Gletschers innerhalb des Gebirges fand weiter im S bei Lòvere am N-Ende des heutigen

Iscosees statt. Am M. Valtero noch ca. 1350 m Höhe erreichend, teilte er sich in drei große Zungen auf, die strahlenförmig auseinanderstrebten. Der Hauptast folgte der Iseoseetalung und endete am Beginn der lombardischen Ebene im Moränenamphitheater der Franciacorta. Nach SW zweigte eine große Zunge in die weit geöffnete Valcavallina ab, und eine dritte drang nach NW in die Val Borlezza ein. Als einziger großer Rundbuckel wurde dabei der M. Clemo vom Eise überfahren.

Die das Tal völlig ausfüllende Borlezza-Zunge endete am Beginn des Beckens von Clusone, etwa auf einer Linie Songavazzo — S. Lorenzo, wo sich drei deutlich zu unterscheidende Endmoränenwälle quer über den Talbeginn ziehen. Es kann also keineswegs davon die Rede sein, daß, wenigstens im Würmglazial, der Borlezza-Ast noch das Becken von Clusone erfüllte und hier mit dem Ende des Serio-Gletschers verschmolz: die Jungendmoräne des Serio-Gletschers, die „Selva", und die Jungendmoränen des Borlezza-Gletschers bei S. Lorenzo liegen mehr als 2 km voneinander entfernt; zwischen ihnen breitet sich die ebene Schotterfläche des Clusone-Beckens aus. Das Oberflächengefälle der Zunge war außerordentlich groß; mit einer Eishöhe von etwa 1300 m am M. Valtero und der Höhe des abschmelzenden Zungenendes in ca. 600 m betrug es rund 10 %.

Ein ähnlich starkes Gefälle wies der Cavallina-Ast in seinem oberen Teil auf. Mit fast 1200 m am M. Grione und M. Boero senkte sich die Oberfläche außerordentlich schnell nach W und SW: bei Ranzanico erreichte das Eis nur noch ca. 750 m, südl. Bianzano 630 m und am Pra' di Pieve südwestl. Casazza lediglich noch ca. 450 m. Wird zwar schon der L. di Endine am Castello durch einen hübschen Jugendmoränenwall abgeschlossen, womit er sich eindeutig als Zungenbeckensee erweist, so ist doch hier das hocheiszeitliche Ende des Gletschers noch nicht erreicht. Der Wall ist ebenso schon eine Moräne der beginnenden Abschmelzzeit, wie es die Wallmoränen im Solto Collina bei Esmate und Furmignano sind. Die äußerste frische Moräne erscheint erst bei Grone als Terrasse an der Ostseite des Tales in 385 m Höhe. Eine das Tal querende Stirnmoräne ist jedoch nicht mehr zu finden, doch muß hier das äußerste Zungenende gesucht werden, da sich wenig südlich bei der Kirche S. Stefano bereits die etwa 30 m über der Talsohle gelegenen Flächen des Niederterrassenschotters einstellen, sich so also deutlich mit dieser Endlage verknüpfen.

Von westl. Solto Collina bis zur Breite von Ranzanico betrug das Oberflächengefälle ca. 9 %, dann aber verflachte sich die Zunge und wies nunmehr bis zu ihrem Ende nur noch ein Durchschnittsgefälle von 4,5 % auf.

Der dem Iseosee folgende Hauptast des Oglio-Gletschers zeigte weitere kleine Diffluenzzungen nach W in die bereits angelegten Tälchen der SO-Ecke der Bergamasker Alpen.

So drang er einmal in die Valle di Fonteno ein und erfüllte sie bis in ihre obersten Talzipfel. (Letzte Geschiebe etwa bei der C. Due Bocche in rund 1000 m.) Weiter nach S umging das Eis den M. Creò, drang dann bei Parzanica in die Valle dei Foppi ein und erreichte hier noch maximal 800 m Höhe. Ebenso wurde noch südl. des M. Serezano die Valle Rino (Vigolo) eiserfüllt, wo am Nordhang des Dosso di Bruga nach Moebus[45]) bis auf maximal 750 m Höhe Geschiebe zu finden sind. Am Corno Buco betrug nach ihm die größte Eishöhe 650 m, an der Costa della Cressa 600 m. Die letztgenannten Eishöhen als Maximalwerte sind aber für die Würmvereisung sicher zu hoch gegriffen, denn bei dieser Eishöhe müßte der Gletscher noch die Forcella 385 m und den „Colle" 498 m nach NW überfahren haben und in die Valle Maggiore und Val Adrara eingedrungen sein, was im Widerspruch steht zur Lage der Jungendmoränen südl. Sarnico und bei Castione — Contr.a Rudello. Diese Maximalhöhen sind daher wahrscheinlich der größeren Rißvereisung zuzurechnen, die ja die ganze Ebene von Villongo-Credaro noch mit Eis erfüllen konnte.

VI. GLETSCHERSTAUSEEN DER HOCHEISZEIT.

Eine Sonderheit im Bereiche der vom Adda-Gletscher beeinflußten Westseite der Bergamasker Alpen bilden die glazialen Stauseen, deren Spuren wir mehrmals am ehemaligen Eisrande begegnen.

Ganz klar liegen die Verhältnisse bei C a r e n n o. Die Valle Serta wird in 600 m Höhe von einem maximal 40 m hohen, nach O konvexen Jungseitenmoränenwall abgeschlossen und so in zwei Teile zerlegt. Der am Südende des Walles durchbrechende Bach erreicht nach W in tiefer Schlucht die Adda-Alluvialebene südl. Calolziocorte, während sich hinter der Moräne im O eine etwa 1100 m lange und östl. Carenno maximal 500 m breite tischebene Fläche auftut. Am Aufbau beteiligen sich unmittelbar am Moränenwall zunächst viele Addaeis-Geschiebe, deren Anteil aber nach O zu rasch abnimmt, indem lokale Kalkgerölle das Übergewicht erlangen und am Ostrande der Ebene nur noch allein die Verschüttung aufbauen. Die Aufschlüsse in den Bachfurchen zeigen weiter einen großen Anteil lehmigtoniger Absätze, in welche die Blöcke eingebettet sind. Die Höhe der Fläche beträgt etwa 625 m.

Die ziemlich lehmige Moräne von Carenno muß also hier die Quelltäler der Valle Serta zu einem kleinen See aufgestaut haben, dessen Spiegelhöhe kaum mehr als 625 m aufgewiesen haben dürfte. Wie uns tiefe, heute fast trockene Bachschluchten unterhalb Carenno und bei der C. Tarba andeuten, lag der alte Abfluß des Tales nördlicher als heute. Der See aber fand an der niedrig-

sten Stelle des Stauwalles im S einen neuen Abfluß, der auch nach Abtauen des Eises das Bett des heutigen T. Serta geblieben ist.

Die zweite Stauschotterbildung findet sich im Tal des T. Galavesa bei Erve. Hier findet sich kein Seitenmoränenwall, der die Stauungsursache aufzeigen könnte. Die Terrasse von Erve bricht oberhalb der Mündungsstelle der Valle di Pramarche mit 90 m hohem, völlig verrutschtem Steilhang in die tiefe Erosionsschlucht ab, an deren Wänden jurassische Aptychenschiefer und kretazische Majolikakalke ausgezeichnet aufgeschlossen sind. Die Terrasse selbst ist völlig eben und hat ein unmerkliches Gefälle gegen W, sie liegt in 590—600 m Höhe und baut sich ähnlich wie die Fläche von Carenno vornehmlich aus lokalen Kalkgeröllen des Jura und Rhät auf. Wir müssen hier also ebenfalls einen Stausee annehmen. Es bleibt aber dabei die Frage offen, ob hier lediglich der Eisrand den See aufgestaut hat, oder aber, was wahrscheinlicher ist, ebenfalls eine lehmige Seitenmoräne. Daß heute von ihr keine Spuren mehr zu finden sind, liegt wohl in der starken postglazialen Erosion begründet; vielleicht bildet ein Teil der mächtigen Moränenverschüttung weiter unterhalb, nordöstl. Calolziocorte, die Reste der verschwemmten Seitenstaumoräne.

Das großartigste Beispiel eines glazialen Stausees aber hatten wir in dem heute völlig toten Talstück der Valsassinafurche zwischen Colle Balisio und M. Melma. Bei der Osteria Ristoro öffnet sich nach N ein zunächst 500 m breiter, ebener Wiesentalboden, der sich nördlich Ballabio auf ca. 250 m verschmälert. Er steigt schwach nach N an, mit einer Länge von 4 km weist er eine Steigung von 2 % auf. Zu beiden Seiten begleiten ihn die steilen, nackten Hauptdolomitwände des M. Due Mani im O und des Zuc Campei im W. Nur bei Ballabio weitet sich im W die Talung im Bereich hier ausstreichender Raibler Schichten der südl. Grigna-Scholle; und hier baut sich ein steilgeböschter Schwemmkegel der Valle Grande weit ins Tal vor, eine flache Talwasserscheide erzeugend.

Wie Aufschlüsse im Bachbett südl. Ballabio sup. e erweisen, besteht die Talsohle aus Schottern mit tonig-sandigem Bindemittel, deren Bestandteile vorwiegend der näheren Umgebung entstammen, wenn auch die kristallinen Addaeis-Geschiebe mit ihrer dunkleren Farbe deutlich hervortreten. Ihr Anteil nimmt aber nordwärts schnell ab. Der Schwemmkegel der Valle Grande liegt als jüngste Verschüttungskomponente auf diesen Schottern. Südl. der Osteria Ristoro liegt als Glied der 700 m Moränenterrasse des Beckens von Lecco eine kompliziert zusammengesetzte Moränenverbauung, die erst jung durch den T. Gerenzone zerschnitten wird. (Vgl. Philippi[58]) und Penck[56]).)

Damit aber liegen die Verhältnisse ziemlich klar: Mit der großen Moränenverbauung von Pomedo wurde die Talung nach S völlig abgeschlossen, zumal der M. Melma sicher noch mit dem

M. Due Mani — dessen morphologische Fortsetzung er ja nur ist — über eine niedrige Einsattelung zusammengehangen hat. In das so verbaute Talstück ergossen sich nun nicht nur die Schmelzwässer der Lecco-, sondern auch die der Valsàssina-Zunge des Adda-Gletschers am Colle Balisio, wo ebenfalls an der Mündung der Valle dell'Acqua Fredda Stauschotter auftreten, die sich mit den Jungmoränen von Maggio etc. verknüpfen. Dazu kamen weiter die sicher stark wasserführenden Wildbäche vom Grigna-Firnkamm und die zahllosen Wasseradern vom M. Due Mani. Es mußte sich daher ein großer, ca. 4 km langer Eisstausee, zumindest für kurze Zeit, bilden, der allerdings sehr schnell durch lokale und fluvioglaziale Schotter verlanden mußte. Das Gefälle der Talung von N nach S zeigt vielleicht an, daß der See fortlaufend von der Valsàssina-Zunge aus zugeschüttet wurde und daß am Colle Balisio schon ein über den Seespiegel angewachsenes Schotterfeld bestanden hat, als bei Ballabio inf. e noch offenes Wasser war. Der Abfluß des Sees konnte das alte, nunmehr von Moränen verbaute Bachbett nicht wiederfinden, sondern floß über den niedrigen Sattel an der Ostseite des M. Melma, wo längs einer großen Bruchlinie zwischen Mendola- und Hauptdolomit als schmales Band die Raibler Schichten ausstreichen, östl. des ehemaligen Bettes ab, wo es dann in die Randspalten der Eisfüllung des Lecco-Beckens stürzte.

Der T. Grigna behielt nach dem Abschmelzen des Eises diesen Weg durch die epigenetisch geschaffene Schlucht bei und mündet heute als T. Caldone ca. 500 m südl. seines alten Flußbettes in den Lecco-See. Das vermutliche alte Bett wird heute vom T. Gerenzone benutzt.

Weiter im N, im Bereich der Grigna-Gruppe, treten zwar auch noch mächtige Stauschotterbildungen auf, doch liegen sie sämtlich unter der Maximalhöhe des Adda-Eises, gehören also nicht zu den hocheiszeitlichen Bildungen, sondern sind sicherlich Eisstau-Ablagerungen der Abschmelzzeit. Sie werden daher an anderer Stelle besprochen (s. Rückzugsschotter).

VII. DAS VERGLETSCHERTE AREAL DER WÜRM-EISZEIT.

Überblicken wir das würmeiszeitlich vergletscherte Areal der Bergamasker Alpen, wie es uns auf der beigegebenen Karte als Gletscherströme und Firnkämme entgegentritt, so ergibt sich ein erstaunlich hoher Wert im Vergleich zu den ostwärts anschließenden Brescianer Alpen.

Von der Gesamtoberfläche des Gebirges mit 3550 qkm waren:

vergletschert bzw. verfirnt	2320 qkm = 65,3 %,
unvergletschert blieben also	1230 qkm = 34,7 %.

Es geht damit nicht mehr an, von einer geringen eiszeitlichen Vergletscherung der Bergamasker Alpen zu sprechen, denn die annähernd $^2/_3$ vergletscherten Areals bilden einen ansehnlich hohen Wert in bezug auf die Südrandlage des Gebirges.

Fremd- und eigenvergletschertes Areal halten sich etwa die Waage; von der gesamtvereisten Fläche nehmen die Fremdeismassen (Adda- und Oglio-Gletscher samt Diffluenzzungen)

ca. 1125 qkm = 48,5 %,

das Eigeneis ca. 1195 qkm = 51,5 % ein.

Stellen wir schließlich das heute noch vergletscherte Areal dem eiszeitlichen gegenüber, so bildet die rezente Eisfläche gegenüber der diluvial-gesamtvergletscherten 0,2 %, gegenüber der eiszeitlichen Eigenvergletscherung aber 0,4 %. Dabei ist allerdings zu berücksichitgen, daß bei den für die Eiszeit angegebenen Werten auch die Firnkämme miteinbezogen wurden, während die 4,788 qkm heutiger Vergletscherung die reine Eisfläche darstellen, die sich aus der Summierung der einzelnen Gletscheroberflächen ergab. Wir müßten demnach, um einen vergleichbaren Wert zu erhalten, auch hier wieder die Firnkämme, d. h. alle über die heutige klimatische Schneegrenze aufragenden Flächen, mit in Rechnung stellen, was den letzten Wert auf ca. 1 % erhöhen dürfte.

Wir können somit abschließend sagen, daß das heutige Gletscher- und Firngebiet der Bergamasker Alpen rund $^1/_{100}$ des eiszeitlich eigenvergletschert und verfirnt gewesenen Areals darstellt.

VIII. RISSEISZEITLICHE GLETSCHERENTWICKLUNG.

Penck[56]) vermochte aus vielen Teilen der Alpen nachzuweisen, daß mit wenigen Ausnahmen die Riß-Eiszeit die größte Entwicklung der Gletscher zeigte. Die mächtigste Eiszeit (Riß) aber fordert ein Maximum der Temperaturerniedrigung, und damit ein maximales Anschwellen der Z u n g e n. Das bedeutet aber, daß nur in den randlichen Teilen des Vereisungsgebiets eine größere Ausdehnung der Rißgletscher in Länge und Höhe nachgewiesen werden kann, während in Richtung auf die Firngebiete Riß- und Würmoberfläche der Gletscher konvergieren und bald verschmelzen müssen. Penck konnte diese Tatsachen besonders gut am Garda- und Iseosee nachweisen.

Auch hier in den Bergamasker Alpen scheinen die Befunde diese Auffassung weiterhin zu stützen.

An der Nordseite des Gebirges im Bereich der 17 Bergamasker Eisströme, die als Nebengletscher das Adda-Eis erreichten, ließ sich keine Höhendifferenz der Geschiebe- bzw. Moränengrenzen feststellen. Das besagt, daß hier die Gletscheroberfläche in beiden Vereisungszeiten annähernd die gleiche gewesen sein muß. Damit

wird aber wiederum bestätigt, daß gemäß Pencks Auffassung zur Riß-Eiszeit nicht die Nährgebiete voller waren, sondern lediglich die Zungen stärker anschwollen. Rißeiszeitliche Ablagerungen über würmeiszeitlichen haben wir demnach erst im Gebiet des Comersees zu suchen, wo sich die Gletscheroberfläche unter die eiszeitliche Schneegrenze senkte.

So schön ausgebildete Riß-Seitenmoränen, 50 bis 100 m über den Würmmoränen, wie sie am Iseosee zuerst von Moebus[45]) beschrieben wurden, finden sich allerdings hier nicht. Weder Wilmer[88]) noch andere Verfasser machen davon Mitteilung. Anders steht es jedoch mit den Geschiebegrenzen. Wie es schon Taramelli[82]) für das Gebiet des Langen Sees betonte, findet sich häufig über den Jungseitenmoränenwällen noch 50—100 m höher eine Blockstreuung, die nur dem Rißgletscher zugewiesen werden kann. Davon berichtet uns nun hier am Comersee Philippi[58]).

Er fand im Bionetal (Umgebung von Lecco) bei den Hütten von Costa noch in 800 m Höhe eine reiche Blockstreuung, ja, sogar eine kleine, wenn auch wenig ausgeprägte Moränenterrasse. Diese Gletschergrenze liegt 100—150 m über der eindeutig dem Würm zugehörigen Seitenmoränenterrasse, die mit wenigen Unterbrechungen fast das ganze Becken von Lecco in 650—700 m Höhe umzieht. Spricht sich auch Philippi über diese hohen Geschiebefunde nicht weiter aus, sondern betont lediglich ihre Lage außerhalb der jungen Ufermoränen, so scheint er mir damit doch ihr höheres Alter andeuten zu wollen.

Eine zweite Bemerkung in dieser Hinsicht macht Raßmuß[64]) in seiner Arbeit über die Alta Brianza. Er betont darin, daß die Grenzen der Erratika durchweg höher liegen, als es vorher Wilmer, Philippi und Penck angegeben hatten. Besonders fällt dabei die Grenze an der Nordseite des M. Barro auf, die er mit 850 m angibt. Vergleichen wir sie mit der Philippi'schen Höhe der jungen Ufermoränen von Lecco, die dem M. Barro im O gegenüber liegen, so wäre hier eine Differenz von 150 m vorhanden; wir könnten also auch hier Riß-Geschiebe annehmen.

Schließlich deutet auch Trümpy[84]) in seiner Arbeit über die Grigna-Gruppe auf Blockstreuung hin, die höher als die Ufermoränen gelegen ist, und ich selbst vermochte auf den Piani Resinelli noch in etwa 1200 m Höhe, also ca. 100 m über der Würmgrenze, einige Verrucanogerölle aufzufinden.

Im Gebiet des Brembo-Gletschers spricht nur Taramelli[82]) über die größere Riß-Vereisung. Er führt dabei erratische Blöcke ohne genauere Ortsangabe im Becken von S. Giovanni Bianco an, die 300 m über dem heutigen Flußbett und 12 km vor den Moränen der Würmvereisung von Piazza und Bordogna gelegen seien. Mich selbst konnte diese Mitteilung nicht überzeugen, da ich im Becken von S. Giovanni nirgends Erratika, zumal in dieser Höhe, finden konnte. Auch Hofsteenge[32]), der gerade dieses Ge-

biet im Maßstab 1 : 25 000 geologisch kartierte, erwähnt hier nirgends Geschiebefunde. Wollte man aber Taramellis Angabe gelten lassen, so müßte das rißeiszeitliche Gletscherende noch viel weiter im S zu suchen sein, mindestens in der Gegend von S. Pellegrino. Das aber widerspricht sowohl den stratigraphischen Befunden als auch der ganzen Morphologie des unteren Brembotales.

Wichtiger sind in dieser Hinsicht die Mitteilungen Levys[42]), die ich persönlich überprüfen konnte. Danach stellt sich oberhalb Orbrembo mit dem Gesteinswechsel (Raibler-Esino) eine mächtige Gehängebreccie ein, die nicht selten Porphyrgeschiebe enthält. Oberhalb Camerata Cornello tritt lokal eine besonders auffallende Anreicherung von kristallinen Gesteinen ein, die bald wieder der normalen Zusammensetzung der Breccie weicht. Wir können also hier mit hinreichender Sicherheit eine aufgearbeitete Moräne der Riß-Eiszeit annehmen. Damit steht auch die Bemerkung Hofsteenges[32]) in Einklang, daß im Nordteil seines Gebietes (Brembotal zwischen Lenna und S. Pellegrino) nicht selten Verrucano- und Servino-Geschiebe zu finden seien, die bis 100 m über dem Flußbett liegen. Das aber würde bedeuten, daß sie sich in mindestens 50 m Höhe über der würmeiszeitlichen Gletscherzunge befinden, also sicherlich dem älteren Riß zuzuweisen sind.

Im Seriotal läßt sich Genaueres über den rißeiszeitlichen Serio-Gletscher aussagen. Auch hier gibt Taramelli[82]) als erster Riß-Erratika an, jedoch auch schon ziemlich entfernt und hoch gelegen: auf der Fläche von Gorno am Nordhang der Valle Riso, 6 km vor der Jungendmoräne von Pte. della Selva. Konnte ich mich persönlich von dieser Angabe nicht überzeugen, so fanden sich einwandfrei Serio-Geschiebe (Porphyr, Verrucano, Colliosandstein, Phyllit und Glimmerschiefer) auf den Terrassen von Prèmolo und Parré in 600—650 m Höhe, also über und außerhalb der Jungendmoränenzone der „Selva", die mit 583 m kulminiert. Einige Blöcke des besonders auffallenden roten Marmors von Ardesio finden sich sogar noch in der Valle Nossana bei Cossaglio, etwa 200 m oberhalb der bekannten Nossa-Quellen. Ebenfalls über den Jungendmoränen beobachtet man die gleichen Geschiebe am Sattel von Mad. na di Senda 638 m, nordwestl. Clusone, weiter bei der Kapelle Cristo nördl. der Straße Clusone—Rovetta bis mehr als 700 m und vor allem auf dem Colle Crosio 712 m südwestl. Clusone, wo besonders die zahlreichen Verrucani und die roten Marmore wieder auffallen. Bei Taràngolo aber auf der Südseite des Beckens finden sich bis 680 m hinauf im Bachbett rote und graue Glazialtone mit reichem Geschiebegehalt, gelegentlich auch rötliche Fluvioglazialsande[86]).

Alle diese Geschiebefundstellen außerhalb der Jungendmoräne der Selva und auch außerhalb der jungen Stirnmoränen des Borlezza-Astes bei S. Lorenzo-Vogno scheinen mir eindeutig auf einen größeren Riß-Gletscher hinzudeuten. Dieser hatte demnach im

Becken von Clusone bei Fiorini noch eine Mächtigkeit von annähernd 200 m, drang damit über den Sattel von Mad. na di Senda, den M. Né als Riß-Nunatakker von zwei Seiten umfassend, in das weite Becken ein, überfuhr die dort aufragenden Hauptdolomit-Härtlinge des Colle Crosio etc. und brandete gegen den Fuß des Pzo. Formico. Die Gneise und Granite oberhalb Cristo aber weisen auf eine ebenfalls größere Ausdehnung des Borlezza-Astes hin, der sich so mit dem Serio-Gletscher vereinigte, so daß im Hochstande der Riß-Vereisung im Becken von Clusone ein breiter Eiskuchen gelegen haben muß.

Von einer größeren Erstreckung des Presolana-Gletschers und der Scalve-Transfluenzzunge über den Giogo della Presolana sind keine Spuren vorhanden. Hier sind ja dieselben Schwierigkeiten, die schon einer Festlegung des Würm-Endes des Presolana-Gletschers entgegenstanden: sowohl im Wurzelgebiet des Gletschers an der Presolana als auch hier im Becken von Clusone haben wir lediglich triadische Kalke und Dolomite. Nur ein Zufall könnte vielleicht einem Geologen ein Kalk- oder Dolomitstück in die Hand spielen, das sich mit ausnahmsweise gutem Fossilgehalt eindeutig als Esinokalk erweisen könnte und sich somit klar vom Hauptdolomit und den Rhätkalken des Beckens unterscheiden ließe. Leider ist das bisher noch keinem gelungen. Oberhalb Rovetta ist im Geratale kein Serio- bzw. Borlezza-Geschiebe mehr zu finden; das Eis kann sich also kaum weiter nach O ausgedehnt haben.

Die Funde im W auf den Terrassen von Parré und Prémolo sowie in der Valle Nossana erweisen, daß sich der Serio-Gletscher im Riß auch weiter nach S erstreckte und noch zum Teil in die Seitentäler eingedrungen ist. Er muß dem Befunde zufolge mindestens bis zur Pte. Riso, vielleicht auch noch weiter serioabwärts gereicht haben.

Im Gebiet des Scalve-Gletschers konnten Riß-Geschiebe nicht ermittelt werden.

Über den rißeiszeitlichen Oglio-Gletscher haben Moebus[45]) und Penck[56]) ausführliche Mitteilungen aus dem Gebiet des Iseosees gemacht.

In der Valcavallina finden sich südlich der Jungmoränen von Casazza und Grone noch Geschiebeblöcke des Oglio-Diffluenzastes bei Cantone di Sotto auf den Kreidehängen über der Niederterrasse von Berzo S. Fermo, und lassen sich mit geringerwerdender Häufigkeit noch bis etwa Entràtico an den Talhängen verfolgen.

Wir finden somit allgemein in den Bergamasker Alpen die Spuren einer Vergletscherung, die über den Rahmen der Jungmoränen der Würm-Vereisung hinausgeht. In Anbetracht dessen, daß eine genaue Zuordnung der Funde zu einer der vier Vereisungsperioden nicht möglich ist, liegt die Schlußfolgerung am nächsten, sie der nächst älteren Vergletscherung zuzuweisen. Da-

mit stimmt sie gleichzeitig überein mit den Befunden in anderen Alpengebieten, wo durch Verknüpfung dieser älteren Moränen und Geschiebe mit Riß-Schottern einwandfrei nachgewiesen werden konnte, daß fast durchweg die Riß-Eiszeit die größte Ausdehnung der diluvialen Gletscher gezeitigt hat.

C. DIE EISZEITLICHEN AUFSCHÜTTUNGEN.

Sehen wir von den Grundmoränenausfüllungen der ehemaligen Gletscherbetten sowie den bei den Einzelgletschern besprochenen Endmoränenwällen ab, so treten uns noch mannigfaltige andere Ablagerungen entgegen, die ein beredtes Zeugnis von der umgestaltenden Wirkung des Eiszeitalters ablegen.

Wir haben dabei drei Gruppen zu unterscheiden:

1. Die Ablagerungen der Hocheiszeit, meist in Form von Fluvioglazialschottern im nicht mehr vergletschert gewesenen Gebiet,
2. die interglazialen Bildungen, die auch im Gletschergebiet eine maßgebliche Rolle spielen, und
3. Aufschüttungen des ausgehenden Eiszeitalters, der Abschmelzzeit der großen Eisströme.

I. FLUVIOGLAZIALSCHOTTER DER HOCHEISZEITEN.

Treten uns die Fluvioglazialschotter als Absätze aus den nach S abfließenden Schmelzwasserströmen von Adda- und Oglio-Gletscher erst in der Lombardischen Ebene als weites Schotterfeld entgegen, [vgl. 40) 42) 45) 56) 71) 81) 88)] so finden wir sie bei den im Gebirge endenden Bergamasker Gletschern z. T. bereits in den südlich anschließenden Talstücken auf; die Schotterebene stößt also gleichsam in einzelnen Zungen in den Gebirgskörper hinein.

Brembotal.

Die Schottereintragungen Pencks in seinem Kärtchen der Vergletscherung zwischen Tessin und Oglio[56]) (S. 786) sind für das Gebiet des Brembotales nicht richtig. Die breite Niederschotterterrasse, die sich nach ihm das ganze Brembotal vom Talausgang bis Camerata Cornello hinaufzieht und sich hier angeblich mit den Endmoränen des Brembo-Gletschers verknüpft, ist nicht vorhanden. Da Penck das Gebiet persönlich nicht besucht hat, dürfte er die Schotterterrasse nur durch Kombination von Kartenbild und älteren italienischen Angaben gewonnen haben, denn er schreibt[56]) (S. 838): „Varisco bestätigt diese Angaben (gemeint sind die Stop-

panis[78]), S. 122) und ist gleichfalls geneigt, das Ende des Brembo-Gletschers bei Camerata, also in 500 m Meereshöhe anzusetzen. Weiter abwärts kommen nach ihm am Fluße Schotterterrassen vor."

Was uns hier die Natur bietet, ist ein ganz anderes Bild als das einer breiten, trichterförmigen Talmündung (vgl. Serio-Tal), die von mäßig hohen Schotterterrassen flankiert wird.

Der Brembo verläßt in steilwandiger Erosionsschlucht bei Villa d'Almé und Almenno die orobischen Voralpen. Über dem Fluß liegt eine ca. 20—25 m hohe, mit Brembogeröllen bestreute Felsterrasse, deren Oberfläche die etwa 20° Süd fallenden Scaglia-Schichten diskordant schneidet, was besonders schön am rechten Ufer bei der Kirche Madonna del Castello 274 m zu beobachten ist. Weiter nach S taucht das Anstehende allmählich unter, wobei aber die Terrassenfläche insofern erhalten bleibt, als die erst dünne Bedeckung von Fluvioglazialschottern in gleichem Maße mächtiger wird, wie der Felssockel nach S absinkt. Bei Colombaia 261 m wird die Terrasse nur noch von frischen Schottern aufgebaut, wobei sich gleichzeitig von dieser unteren Terrassenfläche etwa 250 m westlich eine höhere mit 10—15 m hoher Stufe absetzt, deren Schotter bereits tiefgründig verwittert und oxydiert sind. (Ca' d'Agri 284 m, Cascinone 276 m.) Auf dem linken Brembo-Ufer sind die Verhältnisse weniger deutlich, wenn auch in gleicher Weise ausgebildet. Besonders die Grenze zwischen unterer und oberer Schotterfläche ist sehr verwischt; meist fehlt die Stufe, und nur ein mäßiger Anstieg führt von der unteren auf die obere Ebenheit.

Folgen wir nun der hoch über dem Fluß gelegenen Kunststraße in das Brembo-Tal hinein, so läßt sich die untere Terrassenfläche, hier nur noch aus anstehendem Fels (Scaglia und Liaskalke) aufgebaut, in ausgezeichneter Ausbildung weiter verfolgen: Ca. Trimagna ca. 285 m, Clanezzo 292 m, Lisso 318 m, Sedrina ca. 320 bis 325 m, Linzogno 327 m, Zogno 334 m. Weiter nach N weist der ziemlich gleichmäßig geböschte untere Teil der Hänge keine Gliederung mehr auf. Dafür findet sich aber bei S. Pellegrino-Terme bis zum Beginn der Hauptdolomit-Enge, welche ins Raibler-Becken von S. Giovanni Bianco überleitet, eine etwa 10 m über dem Fluß gelegene Terrasse aus frischen, lehmfreien, verfestigten Brembo-Schottern, deren Höhe von ca. 350 m sich gleichfalls dem Niveau der unteren Terrasse gut einfügt. Im Becken von S. Giovanni finden sich letzte Schotterreste unmittelbar über dem Fluß (ca. 400 m), die sich noch bis etwas oberhalb Oneta verfolgen lassen und hier mit dem Flußbett konvergieren. Eine Verbindung mit dem Moränengebiet von S. Martino ist nicht festzustellen, die Esinodolomit-Enge nördlich Camerata Cornello zeigt lediglich mächtige Gehängebreccien, die bis an den Fluß herunterreichen.

Etwa im Niveau der Terrasse von Almenno basso findet sich nun östlich des Bhf.s Villa d'Almé sowie zwischen Bhf. Clanezzo

und der hoch über dem Brembo in den festen Fels eingebauten Autostraße ein grober Schotter, der sowohl kalkige als auch kristalline Gerölle aufweist und zu einer lehmfreien Nagelfluh fest verkittet ist. Sein Verwitterungsgrad ist äußerst gering, eine Oxydation nicht feststellbar. Er zeigt so den gleichen Habitus, den wir in den obersten Schichten der unteren Schotterterrasse von Colombaia feststellen konnten und unterscheidet sich damit deutlich vom stark verwitterten Hochterrassenschotter der Umgebung von Bergamo (Almé-Petosino). Wir müssen ihn daher als jüngsten Fluvioglazial-, also Niederterrassenschotter ansehen. Außer diesen beiden Schotterresten finden sich in der Bremboschlucht keine weiteren Vorkommen. Dafür zeichnen sich aber die Felsterrassen durch eine Streuung ortsfremder Gerölle aus, welche auf den Flächenresten im Becken von Zogno intensiver zu werden scheint. Erst von Ruspino ab leiten Schotterfetzen zur Schotterterrasse von S. Pellegrino über.

Danach läßt sich über die der Niederterrasse entsprechende Flur des Brembotales folgendes aussagen: die Niederterrasse im weiteren Sinne ist vorhanden. Ist sie aber erst südlich Madonna del Castello als Schotterrasse ausgebildet, so keilen die Schotter gegen das Gebirge hin aus, so daß die Schotterterrasse zur Felsterrasse wird und sich als solche bis ins Talbecken von Zogno verfolgen läßt. Erst oberhalb Zogno stellt sich wieder eine Schotterterrasse ein. Die Fluvioglazialschotter verzahnen sich aber nördlich S. Giovanni n i c h t mit den Jungmoränen von S. Martino.

Außer der felsigen Niederterrasse macht sich in der Bremboschlucht südlich Ponti di Sedrina ein zweites Felsterrassensystem geltend, welches uns erstmalig in der Ebenheit von Bòta 342 m entgegentritt und hier die Niederterrasse um mehr als 30 m überhöht. Bondo schräg gegenüber liegt auf ziemlich derselben Höhe (339 m), und auch die schmale Fläche von Ubiale (ca. 345—350 m) scheint diesem Niveau anzugehören. Ausgezeichnet ist die Fläche aber erst oberhalb der Ponti di Sedrina entwickelt, d. h. dort, wo der feste Conchodondolomit im Becken von Zogno von weichen Schiefern und brüchigen Kalken des unteren Rhät abgelöst wird und das Brembotal sich weitet. Hier erhebt sich auf der S-Seite gegenüber der Niederterrasse von Linzogno-Zogno eine z. T. mehr als 300 m breite Terrassenfläche, die sanft nach O ansteigt: Cachinaglio 353 m, Stabello 358 m, Piazza Martina 365 m, Ronco unterhalb Camanghe ca. 370 m. Weiter nach N scheint noch die schmale Fläche oberhalb Ruspino mit 390 m dazuzugehören, fraglich aber ist es, ob wir diesem Niveau noch die Fläche von Briolo-Piazzo östlich S. Giovanni in 470 m, die von Cornello 490 m und schließlich die Terrassen an der N-Seite des Beckens von S. Martino (Piazza Brembana 536 m, Valnegra 582 m etc.) einordnen dürfen. Wahrscheinlicher ist ihre Zugehörigkeit zu einem höheren Niveau, das uns im Becken von Zogno in 400—450 m entgegentritt. Vielleicht

kann eine noch genauere morphologische Bearbeitung des Brembotales noch Einiges zur Lösung beitragen.

Verlängern wir nun die Niveaufläche der oberen Felsterrasse von Bòta aus nach S, so streicht sie am Gebirgsrand in ca. 300 m aus, d. h. in Höhe des Hochterrassenschotters von Villa d'Almé 299 m und Almé 293 m. Finden sich des weiteren auch auf dieser Fläche ortsfremde Brembogerölle, die bei Stabello — Piazza Martina in eine Schicht rotbraunen Verwitterungslehmes eingebettet sind, so dürfte der Schluß zulässig sein, daß diese obere Felsterrasse als Hochterrasse das alpine Äquivalent zum subalpinen Hochterrassenschotter ist.

Ein Vergleich von Nieder- und Hochterrasse ergibt ein größeres Gefälle der letzten: die Niederterrasse steigt zunächst von Almenno mit annähernd 10 ‰ nach Lisso an, mindert aber dann im Becken von Zogno ihr Gefälle fortlaufend auf 4—2,5 ‰; die Hochterrasse dagegen zeigt im Schluchtbereich ein Gefälle von 12 ‰, das sich bei Stabello Ronco nur auf 7—6 ‰ verringert.

Letzte schmale Felsterrassenreste müssen noch erwähnt werden, die sich nur unterhalb Ponti di Sedrina auffinden und etwa 20 m unter der Niederterrasse gelegen sind. Sie umgürten in schmalen Bändern als dritter, tiefster Gehängeabsatz die Ebenheiten von Lisso und Bondo und erscheinen gleichfalls unterhalb des Weges Clanezzo — Friedhof sowie auf der Gegenseite südl. Bòta. In der beginnenden Schotterebene gehen diese Flächen auf schmale, nur stückweise vorhandene Schotterterrassenreste aus, die nur wenig über dem Fluß gelegen sind. Jünger als die Niederterrasse, dürfte dieses System bereits eine postglaziale Terrasse darstellen und Zeugnis ablegen von einer jetzt noch wirksamen Tiefenarbeit des Brembo. Diese letzte Erosionsverjüngung hat heute etwa die Ponti di Sedrina erreicht, wo ein ca. 10 m hoher Wasserfall die mit 7 ‰ Gefälle ausgestattete Schlucht mit dem Becken von Zogno verbindet, in dem der Fluß nur 2 ‰ Gefälle aufweist.

Zusammenfassend läßt sich über das Brembotal also sagen: Die von Penck angegebenen Schotterterrassen sind nicht vorhanden. Hoch- und Niederterrasse sind südl. S. Pellegrino größtenteils als F e l s terrassen ausgebildet. Sie legen damit im Gegensatz zum breiten, aufgeschotterten Seriotal beredtes Zeugnis ab von jungen diluvialen Hebungsvorgängen, die anscheinend auf das Brembotal beschränkt blieben (dafür sprechen neben der völlig verschiedenartigen Morphologie beider Täler auch die verschiedenen Böschungsverhältnisse ihrer Schotterkegel: dem steilen Kegel des Brembo mit 13 ‰ steht der wesentlich flachere des Serio mit 4—5 ‰ Gefälle gegenüber, welches sich nur vorübergehend südl. Torre Boldone auf 8 ‰ erhöht).

Sehen wir davon ab, daß Penck fälschlicherweise im Brembotal Schotterterrassen vermutete, so ist es bemerkenswert, daß trotz

dieses Irrtums sein Kärtchen[56]) (S. 786) im großen gesehen richtig bleibt. Streichen wir die nicht bestehende Verknüpfung der Niederterrassenschotter mit der Moräne oberhalb Camerata sowie die Hochterrassen von S. Giovanni, und fügen wir andererseits die Hochterrassenreste südl. Sedrina ein, so bleibt nur übrig, das Wort Hoch- bzw. Niederterrassen s c h o t t e r durch Hoch- bzw. Niederterrasse zu ersetzen: morphologisch die gleiche Erscheinung, ist hier nur die Art des Aufbaues verschieden.

Die oben umrissenen Terrassen im Brembotal verlangen noch genauere Bearbeitung. Zu untersuchen ist vor allem die Beziehung der Flächensysteme zum marinen Pliozän der „Bucht von Almenno", welche trotz der ausgezeichneten Beschreibung durch Kronecker[41]) noch völlig ungeklärt ist. Schwierig ist die Aufgabe insofern, als die eigenartigen Lagerungsverhältnisse der pliozänen Tonmergel leicht zu Trugschlüssen führen können. Scheint schon Kronecker die aus dem Gebirge heraustretende Niederterrasse als bedeutend älteres Flächenelement angesehen zu haben, so steht nach einer brieflichen Mitteilung Prof. Caffi noch heute auf dem Standpunkt, daß sich aus der Pliozänfundstelle in der Valle Imagna (Südseite gegenüber der Off. Elett.) im Niveau des heutigen Flußbettes, also u n t e r der Niederterrassenfläche, das präpliozäne Alter dieses Brembo- (hier Imagna-) Talbodens ergebe. Daraus folgert er weiter, daß der Brembo bereits präpliozän etwa im heutigen Niveau geflossen sein muß, eine Annahme, die durch den allerdings fragwürdigen Pliozänfund Taramellis[70]) unterhalb der Brembobrücke von Almenno, also noch dort, wo der Fluß innerhalb der Felsterrasse fließt, eine Stütze zu erhalten scheint. Die Tatsache eines bereits präpliozän bestehenden unteren Brembotales läßt aber noch keineswegs Schlüsse auf das Alter der Niederterrasse zu, auch wenn ihr felsiger, in der Ebene untertauchende Anteil bei Almenno die Auflagerungsfläche des Pliozän bildet und damit älter als dieses erscheint.

Nur eine bis ins einzelne gehende Spezialuntersuchung des unteren Brembotales kann hier die Lösung der bestehenden Probleme bringen.

Seriotal (einschl. Becken von Clusone u. Geratal).

Einen völlig anderen Eindruck als die Mündung der Bremboschlucht bei Almenno macht die des Seriotales bei Villa di Serio. Das Tal erweitert sich südl. Alzano trichterartig, erlangt bei Villa di Serio eine Breite von mehr als 2,5 km und zeigt eine weite, schottererfüllte Sohle. Hier ist im Gegensatz zum Brembotal eine prächtige, lehmfreie, fest verkittete Schotterterrasse entwickelt, die sich aus der Ebene als konstante Niederterrasse weit in das breite Alluvialtal hineinzieht. Besonders gut ist sie auf der westl. Talseite erhalten; sie liegt bei Alzano 300 m, Nembro 325 m, Albino 345 m, Desenzano al Serio 350 m, Comenduno 360 m hoch.

Hier setzt sie etwa bei der Ca. la Vite aus, erscheint aber bald wieder bei Rova in 380 m, Fiòrano al Serio 400 m, und nach Unterbrechung durch die Mündung der Valle di Vertova wieder bei Colzate in 425 m. Nördl. Colzate hört die rechtsseitige Schotterterrasse etwa an der Mündung des Rezzobaches, also am Beginn der Hauptdolomitenge bis P. te Riso auf. Ihr hier auskeilender Rest lagert deutlich der Gehängebreccie auf, die sich als mächtige Verkrustung in der gesamten Engtalstrecke einstellt und wahrscheinlich letzt-interglaziales Alter hat.

Auf der östl. Talseite ist die Niederterrasse weniger konstant. Zunächst finden sich nur kleine Fetzen an der Mündung der Vallogna gegenüber Nembro in 315 m und bei Pradalunga in 320 m Höhe. Dann aber ist sie zwischen der Ca. Pradelle gegenüber Albino und Cene zusammenhängend entwickelt: Pradelle 350 m, Cna. Fornace 355 m, Cene di sotto 360 m, Cene di sopra 370 m, Cna. Pradalunga gegenüber Rova 375 m. Hier hört sie bis auf weiteres bei der Spinnerei von Gazzaniga auf und ist auf dem linken Serio-Ufer bis nördl. der Dolomitenge Colzate-P. te Riso nicht mehr anzutreffen.

Unmittelbar an der P. te Riso aber erscheint die Niederterrasse zunächst wieder auf der Westseite des Tales: auf ihr liegt der Friedhof S. Carlo 478 m, der obere Teil von Nossa 485 m und ein Einzelhaus von P. te della Selva 509 m; auf dem linken Ufer ist sie oberhalb der Spinnerei von Nossa zwischen Bahn und Fluß in 475 m Höhe entwickelt. An der P. te della Selva wird sie grobblockig und z. t. ungeschichtet, verzahnt sich also eindeutig mit der Jungendmoräne der Selva, die z. T. in ihren unteren Schichten, ausgezeichnet auf annähernd 3 km infolge Prallwirkung des Flusses zwischen P. te della Selva und Km 32 südl. Piario aufgeschlossen, ebenfalls geschichtet ist (Übergangskegel).

Nun aber treten Umstände ein, welche die Existenz eines hier endenden Würm-Serio-Gletschers bestreiten könnten, was Levy[42]) betonte. Bei Piario erscheint gegen alle Gepflogenheit die Niederterrasse wieder, „verzahnt" sich hier ebenfalls mit der Moräne, indem sie deren nach N auskeilende Partien durchdringt und überlagert. Von Piario mit 538 m zieht sich die Terrasse bogenförmig nach N, hat bei Villa d'Ogna 542 m, und unterhalb Ogna 550 m, wo sie etwas nördl. unter den steilen Esinokalkwänden des M. Fortino endet. Das letzte Mal tritt sie bei Ardesio auf der Ostseite des Tales in Erscheinung mit 586—593 m Höhe und hört endgültig an der kurzen Dolomitenge bei der P. te Nuovo auf. Auf dem rechten Ufer ist sie nur noch in geringeren Resten erhalten, so bei Martorasco 543 m und Ludrigno 550—560 m.

Das Gefälle der Niederterrasse schwankt im unteren Teil zwischen 8,3 und 10 ‰; unmittelbar vor der Selva-Endmoräne aber steigt es auf 15 ‰ an. Oberhalb der Moräne, die sicherlich nicht unwesentlich zur Stauung der Schmelzwässer beigetragen hat,

erreicht das Gefälle bei Piario mit 4 ‰ den niedrigsten Wert, um dann bei Ardesio ein zweites Mal mit 14 ‰ auffallend groß zu werden.

Nördlich der mit wundervollen Schliffwänden ausgestatteten Enge von P. te Nuovo ist im Becken von Gromo — Gandellino nichts mehr von Fluvioglazialschottern zu entdecken; dafür tritt eine ziemlich mächtige Grundmoränenbedeckung der Talbeckensohle auf, wobei sich eine besonders große Anhäufung von Porphyr- und Verrucanoblöcken unmittelbar oberhalb der Enge bemerkbar macht. Levy[42]) sah hier aus diesem Grunde das Ende des würmeiszeitlichen Serio-Gletschers, welches der südl. der Enge einsetzenden Schotterterrasse gut entsprechen würde. Er wies dabei die große Selva-Moräne dem Borlezza-Ast des Oglio-Gletschers zu.

Ehe zu diesem Problem Stellung genommen werden kann, müssen wir die Schotterbildungen des Beckens von Clusone und der Valle del T. Gera betrachten.

Beginnen wir die Untersuchung im Endmoränengebiet des Borlezza-Astes bei S. Lorenzo. Wir können hier westl. dieses Dorfes in der Südostecke des Beckens von Clusone drei gut ausgebildete Endmoränenwälle von 5—15 m Höhe unterscheiden, die mit gegen N konvexem Bogen das Borlezzatal absperren. Wir haben hier also ein kleines, wenn auch sehr niedriges Moränenamphitheater vor uns.

Steigen wir nun in die über 50 m tiefe Schlucht des T. Valeggia hinunter, welche die Füllung des Beckens von Clusone zerschneidet, so bieten sich uns äußerst interessante Aufschlüsse dar. (S. Profil 1 im Anhang.)

Südlich S. Lorenzo, wo die Schlucht weiter wird, zeigt sich auf der Westseite zunächst durchgehend frische, unverfestigte Moräne mit Kalk- und Permo-Kristallin-Geschieben (I). Nach N zu aber verzahnt sich die Moräne mit einem Übergangskegel, der sich aus feinen Sanden und Tonbändern zusammensetzt. An die steil nach N einfallenden Schichten dieses Kegels lagert sich diskordant eine schmale Terrasse aus frischem, wohlgeschichtetem, nur wenig verfestigtem, von Kiesbänken und Sandlinsen durchzogenem Schotter, dessen Gesteinskomponenten fast durchweg Kalkgerölle lokaler Herkunft sind (II). Nur in unmittelbarer Nähe der Moräne lassen sich noch vereinzelt ortsfremde Geschiebe auffinden. Weiter aber erscheint über dem schmalen Terrassenabsatz, der Oberkante des frischen Schotters, eine ungemein fest verkittete, fast völlig kalkige Nagelfluh. Ihre Oberfläche ist stark verwittert und wird über dieser Verwitterungskrume, welche z. T. in Schloten tief in die Nagelfluh einstößt, von 3—5 m hohen Moränenhügeln bedeckt. Auf der Ostseite der Schlucht aber findet sich, soweit sie nicht verrutscht ist, lediglich die moränenbedeckte, feste Kalknagelfluh.

Nördl. S. Lorenzo wird nun die Schlucht äußerst eng; und hier baut nur noch die Nagelfluh die fast senkrechten Schluchtwände auf, nichts ist mehr zu sehen von Moränen oder jungem Schotter (III).

Erst oberhalb der Straßenbrücke ändern sich die morphologischen Verhältnisse wieder. Dort weitet sich die Valeggiaschlucht nach NO zum Geratal (vgl. Profil 2 im Anhang). Über dem sommers fast trockenen Geröllbett findet sich zunächst eine 2—3 *m* hohe, rezente, völlig unverfestigte und schmale Schotterterrasse. Aus ihr erhebt sich darauf eine 25—30 m hohe Terrasse, die z. T. über 100 m breit wird. Sie baut sich aus denselben jungen, lose verkitteten Kalkschottern auf, wie wir sie in völlig lokalisiertem Vorkommen bereits im unteren breiteren Teil der Valeggiaschlucht kennengelernt hatten. Die Terrasse steigt ziemlich steil nach NO an: bei Onore und oberhalb Fino del Monte hat sie ca. 680 m, unterhalb Colombera di sotto 692 m und südwestl. Castione della Presolana 721 und 735 m Höhe. Südl. Castione verschmilzt sie zunächst in 749 m Höhe mit der rezenten Schotterterrasse und bald darauf in ca. 755 m mit dem heutigen Torrentebett. Ihr Gefälle ist somit etwa 20 $^0/_{00}$.

Von dieser niederen Schotterterrasse führt nun aber nochmals eine östl. Fino del Monte minimal 30 m hohe Stufe auf ein oberstes Terrassenniveau, das noch stärker nach NO ansteigt. Diese Fläche ist bes. gut auf der Nordseite des Tales entwickelt und geht bei Rovetta ohne Stufe ins Beckenniveau über. Auf ihr liegen alle größeren Siedlungen des Geratales. Sie baut sich aus der in der Valeggiaschlucht großartig aufgeschlossenen festen Kalknagelfluh auf und geht hangwärts in Breccien über, ohne sich jedoch mit diesen Hangbildungen zu verzahnen. Diese stoßen vielmehr zungenartig auf die Nagelfluhterrasse vor, so ihr Hangendes bildend. Bei Rovetta liegt die Terrassenfläche der Nordseite 655 m hoch, bei Fino del Monte 665 m, südl. Poèrza 700 m, und weiter nach NO erreicht sie mit Zwischenwerten von 725, 750, 770 (Colombera di sotto), 794, 811, 820 m bei Castione della Presolana 864 m Höhe, dann weiter 877 m und bei der Ca. Rucola 925 m, wo sie als eigentliche Terrasse aufhört, indem sie in die kaum zerschnittene Talbeckenebene von Bratto-Dorga übergeht. Auf der Südseite ist die Nagelfluhterrasse im Geratal kaum entwickelt. Hier bildet meist der anstehende Hauptdolomit den Schluchthang. Erst im unteren Teil des Tales tritt sie oberhalb Onore mit Höhen von 730—745 m auf. Bei Onore setzt sie dann wieder aus; hier schaltet sich die untere Terrasse ein, welche mit der Schotterfüllung der Valle Righenzolo verschmilzt. Gegenüber Fino del Monte taucht sie aber wieder mit 661 m Höhe auf und begleitet nun als breite Fläche die linke Seite des T. Valeggia bzw. Borlezza: Songavazzo 640 m, Novezio 622 m, Cerete alto 612 m, Presenza 608 m. Infolge raschen Einschneidens des T. Borlezza

liegt die Terrasse bei Novezio — hier schon wieder bedeutend schmaler — bereits 70 m, bei Cerete alto sogar schon 140 m über der heutigen Talsohle. Etwas südl. Presenza hört sie schließlich ganz auf, an ihre Stelle treten die mächtigen Gehängebreccien des Borlezzatales. Auf der rechten Flanke des Flusses endet die Nagelfluh heute bereits südöstl. von Vogno; der nunmehr gleichmäßig geböschte Talhang zeigt ebenfalls nur noch Breccienverkrustung.

Das Gefälle dieser Nagelfluhterrasse zeigt zwischen Castione della Presolana und Rovetta con Fino den außerordentlich hohen Wert von 40 $^0/_{00}$, also genau doppelt so stark wie das der unteren Terrasse.

Zur weiteren Komplizierung der Verhältnisse treten in der Sohle des Borlezzatales bei Grondella, Cerete basso und Faccanoni geringmächtige, steil SO-fallende Deltaschotter auf, die von reinen, graublauen Tonen unterlagert werden. Die Deltaschotter, in ihrer frischen Ausbildung der Zusammensetzung der unteren Schotterterrasse der Val Gera und dem Relikt in der Valeggiaschlucht nahezu entsprechend, weisen in Verbindung mit den Tonen auf einen glazialen Stausee hin, dessen Spiegel mindestens 510 m Höhe erreichte. (Profil 3 im Anhang.)

Welches Bild können wir nun aus diesen Tatsachen gewinnen?

In der Val Gera haben wir in der noch nicht ferrettisierten, festverkitteten Kalknagelfluh offenbar einen einst das ganze Tal bis oberhalb Bratto — Dorga ausfüllenden Hochterrassenschotter im weiteren Sinne vor uns. Der frische, wenig verfestigte Schotter, der die untere Terrassenfläche aufbaut und damit in seinem ganzen Habitus jünger erscheint, würde dann den Niederterrassenschotter darstellen. Wie uns weiter der großartige Aufschluß in der Valeggiaschlucht aufzeigt, baut sich auch die Füllung des Beckens von Clusone, soweit das von hier aus analog geschlossen werden kann, aus der festen Nagelfluh auf, der nur in der Umgebung von S. Lorenzo Jungmoränen des Borlezza-Gletschers auflagern.

Mit dieser neuen Erkenntnis treten aber Probleme auf, die vordem nicht bestanden. Penck[56]), der das Gebiet der Val Gera nicht begangen hat, schloß gleichfalls auf eine Schotterfüllung des Beckens von Clusone zwischen den Jungendmoränen des Serio- und Borlezza-Gletschers. Dementsprechend stellte er aber den gesamten Schotterkomplex zu den Niederterrassenbildungen, sah aber wohl schon den Widerspruch zu den Verhältnissen im Geratal, die er dem Kartenbild entnahm, denn er sagt[56]), (S. 830): „Die Tavolette Clusone und Vilminore . . . lassen erkennen, daß im Geratal zwei Terrassen vorhanden sind, von denen die obere bei Onore endet. Sie würde der maximalen Eisausdehnung ent-

sprechen, von der wir nicht wagen können zu sagen, ob sie der Würm- oder der Riß-Eiszeit angehört."

Wie wäre also die mächtige Nagelfluh-Ausfüllung der Val Gera und des Beckens von Clusone zu erklären?

Wie bereits gezeigt, war rißeiszeitlich sicherlich das gesamte Becken von Clusone mit einer im Ostteil noch mindestens 100 m mächtigen Eismasse bedeckt, welche sich durch Verschmelzen von Borlezza-Zunge und Serio-Gletscher gebildet hatte. Mit dieser maximalen Gletscherausdehnung ist aber die mächtige Nagelfluh-Ausfüllung der Val Gera und des Beckens von Clusone nicht in Einklang zu bringen, denn der größte Teil liegt in einem Gebiet, das zu jener Zeit völlig eisbedeckt war. Wir sind also gezwungen, eine Bildungszeit anzunehmen, in der das Gebiet noch eisfrei bzw. wieder eisfrei war. Auffallend ist weiter die außerordentliche Höhe von 140—150 m, mit der die Nagelfluhterrasse von Cerete alto über der heutigen breiten Talsohle liegt und hier auch endet. Es ist kaum möglich zu glauben, daß diese Nagelfluh einst auch noch die untere Val Borlezza mit einer Mächtigkeit von 150 m erfüllt, denn es hieße der fluviatilen Erosion eine eigenartige Inkonsequenz zumuten, wollte man annehmen, daß unterhalb Cerete die gesamte Schotterfüllung restlos wieder ausgeräumt worden sei, während gleich oberhalb von Cerete die noch über 100 m mächtige Nagelfluh lediglich in 50 m tiefer, enger Schlucht des T. Valeggia zerschnitten ist.

Wir müssen daher folgern, daß die Bildung der Hochterrassennagelfluh in eine Zeit des Rißglazials fällt, da zwar der größte Teil des Borlezzatales noch eiserfüllt, aber das Clusone-Becken bereits wieder geräumt war. Mit dem restlosen Aufhören der Terrasse bei Presenza ist die Gletscherstirn dieser Phase etwa bei Presenza mit einer Höhe von mehr als 600 m anzusetzen. Die dem bis hierher zurückweichenden Eise folgenden, geröllbeladenen Schmelzwässer der Val Gera wurden somit gestaut und zur Ablagerung ihrer Geröllmassen gezwungen.

Der Gletscherhalt muß beträchtliche Zeit angedauert haben, sonst wäre die außergewöhnliche Mächtigkeit der Nagelfluh nicht denkbar. Vielleicht müssen wir aus diesem Grunde die Cerete-Endlage des Borlezza-Astes der Gesamtdauer des Riß zuweisen, während die sicher nicht langandauernde Eisfüllung des Clusone-Beckens (vgl. die geringe Erraticumsstreuung der Beckenumrandung) dann eine vorübergehende maximale Vorstoßphase des Früh-Riß darstellen würde. Beim endgültigen Rückzuge der Rißgletscher, d. h. mit Freiwerden des gesamten Borlezza-Tales, stürzte der nunmehr frei nach SO abfließende T. Gera über die am Ende der Stauschotter hervortretende Stufe unterhalb Cerete ins untere Borlezza-Tal und leitete mit seinem von hier an starken Gefälle die Zerschneidung der Beckenfüllung ein.

In der Val Gera arbeitete bei geringerem Gefälle die Erosion gleichzeitig auch in die Breite und schuf so, unterstützt durch die Arbeit der einmündenden Seitenbäche, bei Fino del Monte und Onore eine 3—400 m breite Talsohle, die Nagelfluhfüllung so als Hochterrasse herauspräparierend. Das Schotterfeld des Clusone-Beckens, zwischen den peripheren Flußläufen des Serio und der Gera gelegen, blieb unzerschnitten.

Diese zwischeneiszeitliche Erosionsarbeit wurde durch die Würmvergletscherung wieder stillgelegt. Der sich erneut das Borlezza-Tal hinaufschiebende Diffluenzast des Oglio-Gletschers überflutete noch den zernagten Stufenrand der Nagelfluhfläche und lagerte seine Endmoränen in drei schönen Wällen bei S. Lorenzo ab. Wie aus dem Profil erkenntlich, ist die in der unteren Valeggia-Schlucht auf der W-Seite aufgeschlossene Moräne nur der letzte Rest des Moränenkernes, durch den die Schlucht unterhalb S. Lorenzo vom Würmgletscher verstopft wurde. Flossen nun die Schmelzwässer der abtauenden Zunge nach W zum Serio hin ab und vereinigten sich hier mit denen des Serio-Gletschers, so wurde der T. Gera erneut gestaut, und Niederterrassen-Stauschotter füllten allmählich das riß-würm-interglaziale Tal bis zu einer Höhe auf, die durch die oberhalb Fino del Monte etwa 30 m tiefere, untere Terrassenfläche gegeben ist. Die diskordante Anlagerung eines Reliktes dieser Jungschotter an den Übergangskegel, der sich mit dem kleinsten Moränenwall in der unteren Valeggia-Schlucht verzahnt, zeigt das Ende dieser hochwürmeiszeitlichen Stauschotterbildung an.

Zu dieser Zeit endete der Serio-Gletscher an der Selva-Jungendmoräne, die sicherlich nicht jene Mächtigkeit von annähernd 100 m erreicht, wie sie leicht aus den Aufschlüssen am Serio vermutet werden könnte, sondern sehr wahrscheinlich diskordant dem nach W geneigten Nagelfluhsockel des Clusone-Beckens aufsitzt (vgl. Profil 4). Dem Niederterrassen-Stauschotter der Val Gera entspricht demnach zeitlich die echte Niederterrasse des Seriotales unterhalb Pte. della Selva.

Dieser würmmaximalen Gletscherentwicklung muß zunächst vor dem endgültigen Abschmelzen des Eises ein räumlich geringer Rückzug gefolgt sein (vgl. die Würmmoränenstaffeln des Amphitheaters der Franciacorta). Denn während das untere Borlezza-Tal noch eiserfüllt war, bildete sich in der Gegend von Cerete basso ein Eisstausee mit einer Spiegelhöhe von mindestens 510 m (s. oben). In ihm wurden zunächst die im heutigen Borlezzabett aufgeschlossenen Tone abgelagert. Im nunmehr wieder eisfrei gewordenen Gebiet von S. Lorenzo nahm aber die Gera (Valeggia) ihre Erosionsarbeit wieder auf, räumte die jungen Stauschotter samt dem Moränenstaukern größtenteils wieder aus und schüttete das erodierte Material unterhalb des Schluchtendes als Deltaschotter in den Stausee, der damit schnell aufgefüllt werden mußte.

Würm- und rißeiszeitliches Gletscherende inmitten des Borlezza-Tales zeigen damit eine auffallende Parallelität, nur die Haltezeiten scheinen sich in ihrer Dauer nicht zu entsprechen: einem langen rißeiszeitlichen Halt unter Bildung der mächtigen Nagelfluh-Verschüttung steht ein kurzer würmeiszeitlicher mit periodischer Stauseebildung gegenüber.

Die heute noch weiter wirkende postglaziale Erosion des T. Gera räumte vollends fast alle Jungschotter innerhalb der Valeggia-Schlucht aus und schuf die heute 25—30 m hohe Niederterrasse unter der um den gleichen Betrag im unteren Geratal höheren Hochterrasse. Die ganz rezente 2—3 m hohe Schotterterrasse dürfte einer kurzperiodischen jungen Stauung, vielleicht durch Materialverlagerungen innerhalb der Valeggiaschlucht, zu verdanken sein.

Dem staffelweisen Zurückweichen des Borlezza-Astes entsprach wohl auch ein ähnliches Zurückgehen des Serio-Gletschers. Die oben bereits erwähnte, auffallende Anhäufung von Verrucano- und Porphyrgeschieben oberhalb der Pte. Nuovo zeigt vielleicht jenes Stadialende des Serio-Gletschers an. Mit dem langsamen Zurückweichen des Eises bis zu diesem Haltepunkt mußte aber auch die Schottersohle des Seriotales nunmehr nach N weiterwachsen. Damit würde die Tatsache erklärt sein, daß die Niederterrassenschotter auch oberhalb der großen Würmendmoräne der Selva noch auftreten und hier als Bildungen einer spätwürmeiszeitlichen Rückschrittsphase die hocheiszeitliche Moräne zum Teil noch überlagern.

Mie diesen Tatsachen muß aber Levys[42]) Anschauung, nach der die Selva-Moräne dem Borlezza-Ast des Oglio-Gletschers angehört und der würmeiszeitliche Serio-Gletscher bei der Pte. Nuovo endete, als überwunden gelten.

Abgesehen davon, daß in der Selva-Moräne keine Geschiebe zu finden waren, die eindeutig dem Oglio-Gletscher angehören könnten, spricht ja die frische Seitenmoränenterrasse bei Nasolino in über 700 m Höhe klar für einen Serio-Gletscher, der noch das Clusone-Becken erreicht hat.

Haben wir, den besonders eigenartigen und günstigen Verhältnissen entsprechend, die mächtige Hochterrassennagelfluh im Becken von Clusone und Geratal, so finden sich im Seriotal selbst neben der breiten und wohlentwickelten Niederterrasse nur noch Spuren eines rißeiszeitlichen Fluvioglazialschotters, so an der Mündung der Valle Vertova, etwa 25 m über der Niederterrasse, und bei Comenduno in ca. 380 m Höhe. Als große Fläche erscheint der Hochterrassenschotter erst am Alpenrand, in der Umgebung von Bergamo und Brusaporto.

Existieren somit die von Penck[56]) zu groß angegebenen Hochterrassen bei Albino und Vertova-Gazzaniga nur noch in mangelhaften Resten, so ist die Stellung der das Seriotal um 120 m über-

höhenden Nagelfluh von Casnigo völlig problematisch. Sie ist unter keinen Umständen zu den Hochterrassenschottern zu stellen.

Valcavallina.

In der Valcavallina liegen die Verhältnisse beispielhaft einfach. An die Jungmoränenterrasse von Grone, die etwa dem Ende des würmeiszeitlichen Cavallina-Diffluenzastes des Oglio-Gletschers entspricht, schließt sich bei S. Stefano eine wechselseitig gut ausgebildete, maximal über 300 m breite Terrasse aus verfestigten, lehmfreien, wenig verwitterten Fluvioglazialschottern, die in ihrer eindeutigen Verknüpfung mit der Würmmoräne als echte Niederterrasse anzusprechen ist (vgl. im übrigen die Darstellung bei Penck).

Ein älterer Fluvioglazialschotter findet sich im Tal kaum mehr: allerdings konnte ich im Einriß der Valle di S. Fermo, welcher die Niederterrasse gut aufschließt, unter dem Würmschotter einen Sockel beobachten, der sich aus noch fester verkitteten Schottern aufbaute und durch ein schmales Lehmband vom Hangenden getrennt wurde. Vielleicht liegt hier ein Rest des Hochterrassenschotters vor uns, der demnach allenthalben im Tal den Sockel der Niederterrasse bilden könnte.

II. INTERGLAZIALE ABLAGERUNGEN.

Betrachten wir die Relikte jener Zeiten zwischen zwei Vereisungen, so fallen uns weniger die Erosionsformen, die meist kaum mehr zu erkennen sind, ins Auge, als vielmehr die Akkumulationsformen, die sich überall dort einstellen, wo übermäßig große oder rückläufige Gefällsverhältnisse ausgeglichen werden mußten bzw. die Abflußverhältnisse sich grundlegend änderten.

Genetisch können wir zwei Ablagerungsgruppen unterscheiden: Gehängeschuttbildungen und See-Ablagerungen, die einen durch übersteilte Böschungsverhältnisse, die anderen durch Gefällsrückläufigkeiten ausgelöst.

Bei dem regen Interesse, das von jeher die Interglazialbildungen in bezug auf die Grundauffassung und Gliederung des Eiszeitalters gefunden haben, sind auch die bekanntesten Bergamasker Fundstellen von vielen Forschern aller Disziplinen der Naturwissenschaften untersucht und in zahlreichen Arbeiten abgehandelt worden. Auf diese verweisend (s. Literaturverzeichnis), sollen daher nur kurze Anmerkungen gegeben werden.

a) Interglaziale Seebildungen.

Pianico-Séllere.

Die berühmteste Interglazialfundstelle der Südalpen, das Vorkommen von Pianico-Séllere im unteren Borlezzatal, wurde bestens

von Baltzer [7] [8] [9], Penck[56]), Salmojraghi[73]), Stoppani[77] [78]) u. a. beschrieben und gedeutet.

Vornehmlich Baltzer und Penck plädierten für Riß-Würm-interglaziales Alter der Seebildung; Gams[28]) dagegen glaubt sich neuerdings auf Grund der Florengleichheit mit Hötting für Mindel-Riß-Interglazial entscheiden zu müssen. Das aber kann nach den stratigraphischen Befunden nicht sicher belegt werden, da von zwei Hangend-Moränen (Riß und Würm) im Borlezza-Aufschluß nichts zu bemerken ist. Solange sich also an Hand neuer Aufschlüsse das Bild des Schichtenaufbaus nicht ändert, müssen wir mit größerer Berechtigung an der Penck'schen Eingliederung ins Riß-Würm-Interglazial festhalten.

Adrara-Foresto.

Weitere, ebenfalls schon mehrfach in der Literatur behandelte interglaziale Seebildungen finden sich westl. Sàrnico in den Tälern des T. Uria und des T. Guerna, die nicht mehr würmvergletschert waren. Stoppani[77]), Moebus[45]), Raßmuß[65]) u. a. haben sie genauer beschrieben und ins Riß-Würm-Interglazial gestellt. Die Parallelisierung der Tone mit dem Vorkommen von Piànico scheint aber unsicher. Da in der Val Foresto eindeutig die rißeiszeitliche Altmoräne das Hangende bildet, gehören sie nicht dem letzten, sondern dem vorletzten Mindel-Riß-Interglazial an.

Valcavallina.

Eine weitere Interglazialbildung schildert Moebus[45]) aus der Valcavallina. Ihre Echtheit ist aber sehr zweifelhaft, da die Tone keinen Fossilgehalt aufweisen und nach den ganzen Lagerungsverhältnissen einem glazialen Stausee der Rückzugszeit angehören könnten, zumal die Tone auf eine Zone innerhalb der Jungmoränen von Grone beschränkt bleiben.

Leffe-Gandino.

Wohl die heißumstrittenste „Interglazialbildung" der Bergamasker Alpen ist die der Schieferkohlen von Leffe mitsamt der großen Nagelfluhterrasse gegenüber Vertova-Colzate im Seriotal. Sie wurde von geologischer Seite besonders von Patrini[54]), Taramelli[80]), Caffi [13] [14] [15]), Penck [56]) und Levy[42] [43]) behandelt, doch ebenfalls bisher nicht einwandfrei erklärt. Nach Stehlins[75]) neuesten Untersuchungen gehört fast die gesamte Fauna außer dem Riesenhirsch (Megaceros) eindeutig ins Pliozän; ja, Funde vom Riesenhirsch im Old Crag Englands (n. Zeuner) scheinen auch diese Ausnahme nunmehr zu normalisieren, da mit diesen Funden das Megaceros bereits im Pliozän in Erscheinung treten würde. Ebenso sprechen die Phanerogamen und Diatomeen mehr für pliozänes als für pleistozänes Alter, und nur die Mollusken-Fauna mit ledig-

lich zwei Arten, welche schon aus dem Pliozän nachgewiesen sind, scheint für Quartär zu sprechen. Doch sind nach Sordelli[75]) gerade die Bestimmungen der Weichtiere sehr revisionsbedürftig.

Diese faunistisch-floristischen Befunde sprechen also zwingend gegen Mindel-Riß-interglaziales Alter, wie es seinerzeit vor allem Taramelli[80]) [82]) und Penck[56]) ausgesprochen haben. Später revidierte allerdings Penck seine Ansicht, indem er das Vorkommen 1921 ins ältere Quartär, also vor Günz-Mindel verlegte. Nachdem nun Stehlin 1930[75]) die Säugetierfauna klar als pliozän erkannt hatte, faßte Caffi[14]) [15]) alle Tiefbauprofile zusammen und schloß seine Ausführungen damit, daß die Schieferkohlen von Leffe pliozänen Alters und in einem durch tektonische Vorgänge entstandenen Becken als Seeablagerungen gebildet worden seien. Auch diese Erklärung läßt aber noch Probleme bestehen, die vielleicht erst an Hand neuerer Bohrprofile restlos geklärt werden können.

Nese.

Im Gebiet des Pliozänvorkommens von Nese bei Alzano Maggiore im Seriotal finden sich Lignite, die bis zu drei Meter mächtig werden und in den Notzeiten des Krieges von der Bevölkerung abgebaut wurden. Da sie unmittelbar über den pliozänen Tonen, aber unter den fluvioglazialen Schottern des Seriotales liegen, hält sie Prof. Caffi vom Museo Civico di Storia Naturale in Bergamo gleichfalls für eine spätpliozäne Verlandungsbildung und betrachtet sie gleichaltrig mit Leffe.

Petosino-Ponteranica.

Bei Petosino, nördl. des Flyschzuges von Bergamo, liegen unter einem mehrere Meter mächtigen, lehmbedeckten, stark verwitterten und oxydierten Schotter (Hochterrassenschotter) Tone, deren Liegendes wiederum Schotter ist. Nach Caffi[13]) wurden in ihnen Reste von Mammut und Rhinoceros gefunden, welche im Museo Civico in Bergamo ausgestellt sind. Die gleichen Tone werden neuerdings, ebenfalls unter älteren Schottern, in der Nähe des Bhf.s Ponteranica östl. der Talwasserscheide gefunden. Hier fand man Zähne vom Rhinoceros sowie Geweih- und Kieferstücke vom Hirsch. Caffi sieht das Vorkommen als Interglazial an; m. E. könnte es sich hier aber auch um eiszeitliche Seebildungen handeln, indem am Beginn einer Vereisung durch die dammartig am Brembo und Serio aufgeschütteten Fluvioglazialschotter zwischen diesen und dem Flyschsporn von Faustina Stauseen gebildet wurden. Nur Pflanzenfunde von insubrisch-kolchischem Charakter könnten das interglaziale Alter der Tone sicherstellen. Als Liegendes der Hochterrassenschotter sind die Seetone sicher älter als Hochriß, als Interglazial würden sie dem Mindel-Riß-Interglazial angehören.

Cisano.

Ein ähnliches Vorkommen findet sich schließlich in der Valle S. Martino im Bereich der Pontida-Zunge des Adda-Gletschers. Hier werden vom T. Sonna und T. Sommaschio sehr reine Tone aufgeschlossen, fossile Einlagerungen finden sich jedoch nicht. Überlagert werden die Tone durch grobblockige, z. T. geschichtete Jungmoräne; das Liegende ist nicht aufgeschlossen. Das interglaziale Alter dieser Sedimente (Riß-Würm?) ist also fraglich.

b) Gehängebreccien.

Zu den Interglazialbildungen muß weiterhin die Hauptmasse der Breccien als zementiertes Trümmermaterial von Bergstürzen und Hangrutschen gletscherfreier Zeiten gerechnet werden. Sie beschränken sich ihrem Ausbildungscharakter nach auf das Kalkgebirge und erlangen gerade in den Bergamasker Alpen große Verbreitung.

Im Bereich der Grigna-Gruppe finden sich solche stratigraphisch als sicher interglazial belegte Gehänge-Schuttkrusten bei Laorca im Becken von Lecco, auf der Grigna-Alpe östl. der Grigna sett. le (vgl. Philippi[57]) und Penck[56]) und im Bereich der Valle del Monastero auf der Grigna-Westseite (Trümpy[84])). Ein ähnliches Vorkommen führte Penck außerdem vom Sattel zwischen Zucco Angelone und Corna die Bobbio auf der Ostseite der Valsassina an.

Im Bereich des Brembotales finden sich Gehängebreccien erst nördl. des Raibler Beckens von S. Givanni Bianco im Gebiet der Esinokalke der mittleren Trias und erlangen z. T. eine Mächtigkeit bis zu 100 m. Sie sind bis zum Becken von S. Martino de'Calvi zu verfolgen (vgl. Levy[42]) und Hofsteenge[32])). Im Becken selbst ist die äußerst steile Schichtkopfwand der Corunghelli ohne jede Breccienpanzerung, dagegen tritt sie umso schöner wieder auf der Nordseite als mächtige Decke mit Moränen-Blockstreuung bis etwa Valnegra, also bis zur Grenze des Muschelkalkes gegen den Servino (Buntsandstein) auf und zieht sich, vornehmlich am Osthang entwickelt, so weit in das westl. Brembotal aufwärts, wie die triadischen Kalke nach N vorstoßen.

Im Seriotal treten die Gehängebreccien stark zurück, da einmal die Kalke schon bedeutend südlicher als im Brembotal von permo-kristallinen Schichten abgelöst werden, und zweitens die Hangentwicklung im Verein mit der bis weit hinauf breiten Talsohle wesentlich sanftere Formen aufweist. Die ersten Breccienbildungen stellen sich in der Hauptdolomit-Engtalstrecke nördl. Colzate bis zur P. te Riso ein, in großartigerer Ausbildung aber im Bereich der Esinokalke nördl. Festi Rasini bis zur Grenze gegen die Raibler Serien von Ardesio, wo ihre Nordgrenze erreicht ist.

Hier finden sich daneben aber auch junge und doch schon verfestigte Schuttkegelbildungen, so vor allem bei Ogna, die der

Fluvioglazial-Schotterterrasse auflagern und auffallend viele Erratika aufweisen. Als Hangendes der Niederterrassenschotter müssen sie als spätglaziale Bildungen betrachtet werden.

Im Talbecken von Clusone samt dem nach NO anschließenden Tal des T. Gera, finden sich Gehängeschuttbreccien besonders auf der Nordseite. Zum Teil stoßen sie, wie z. B. zwischen Rovetta und Castione, noch zungenförmig auf den Hochterrassenschotter vor, erweisen sich damit also jünger als dieser.

Auch die vom Clusone-Becken nach SO streichende Val Borlezza zeichnet sich durch mächtige, fest verkittete Gehängebreccien aus, welche z. T. gute Schichtung aufweisen und nicht selten zahlreiche Fremdlinge enthalten. Bei Sòvere liegt sogar echte Jungmoräne auf ihnen. Sie dürften damit dem Riß-Würm-Interglazial angehören und sind, gleiches Alter mit den Blättermergeln von Pianico-Séllere angenommen, ein Teil jener mächtigen interglazialen Beckenverschüttung.

In der Valcavallina fanden sich größere Gehängebreccien nur an den Hängen des Monte Quaranta oberhalb der blockbestreuten Terrasse von Bianzano-Ranzanico westl. des Endinesees. Die enthaltenen Erratika weisen auf einen Eistransport vor der Breccienbildung hin, die jungen Moränenschuttmassen auf jüngere Eisbedeckung, ihr Alter dürfte damit interglazial sein.

Im Bereich der Valle del Dezzo lassen sich nirgends Breccien beobachten, die sicher oder wahrscheinlich interglaziales Alter beanspruchen. Die Breccien, welche auf der Nordseite des Scalve-Beckens sowie auf der Ost- und Westseite des Angolo-Beckens aufgeschlossen sind, liegen auf den jüngsten glazialen Ablagerungen, gehören damit schon dem Spätglazial an.

III. SPÄTGLAZIALE BILDUNGEN.

Zu den eisbedingten Aufschüttungen des ausgehenden Eiszeitalters gehören drei große Gruppen:

1. Schotterbildungen des abschmelzenden Eises im bisher vergletscherten Gebiet sowie Eis-Stauschotter lokaler Herkunft, ihrer Bildungszeit entsprechend kurz als „Rückzugsschotter" zusammengefaßt,

2. Beckenausfüllungen mit kompliziert aufgebauten Verschüttungsserien,

3. Rückzugsmoränen als Marksteine des diskontinuierlich zurückweichenden Eises.

a) Rückzugsschotter.

Westseite des Gebirges.

An der Westseite des Gebirges treten uns vornehmlich nördlich Lecco Schotterterrassen an den Talmündungen bzw. in den Talbecken entgegen, die mit der hocheiszeitlichen Höhe des Adda-Gletschers unvereinbar sind.

So finden wir im Becken von Lecco zwei hübsch ausgebildete Terrassen. Die untere liegt in etwa 250—275 m Höhe, erscheint als schmales Band bei Arlènico, erlangt dann zwischen Due Porte und Castello sopra Lecco über 400 m Breite und endet südl. Acquate am Schuttkegel der Valle della Comera bei Germanedo. Die obere Terrasse setzt sich mit 25—30 m hoher Stufe von der unteren ab und liegt in 300—325 m Höhe. Besonders gut erscheint sie am Südfuß des moränenbedeckten M. Albano zwischen Varigione—Bonacina und S. Giovanni alle Castagna—Zucco, als schmales Band nochmals bei Castione.

An der Mündung der Valle del Monastero tritt oberhalb des Deltas von Abbadia Lariana eine kleine Schotterterrasse östl. S. Bartolomeo an der rechten Talseite auf; Höhe ca. 350 m.

Ausgezeichnet sind die Schotterterrassen-Bildungen an der Mündung der Valla Meria oberhalb des Deltas von Mandello entwickelt. Wie schon Trümpy[84]) aufzeigte, können wir hier insgesamt fünf übereinander liegende Terrassen unterscheiden mit einer durchschnittlichen Sprunghöhe von 30—35 m (unterste bei Molina 300 m, oberste östl. Rongio 460 m).

Nördlich des Esinokalksporns des Zucco Vignasca treten uns bei Olcio abermals Schotterterrassen entgegen, welche sich in mehreren Absätzen bis Sonvico, also von 200—380 m Höhe am Hang hinaufziehen.

Die großartigsten Schotterterrassen aber finden sich im Esinotal dort, wo sich die tiefe, steilwandige Kalkschlucht des T. Esino nach SO zum Raibler Becken von Esino Lario öffnet. Sie lassen sich nach S in der Valle Ontragno bis zur Alpe Lierna 1250 m verfolgen, im O erreichen sie in der Valle Vigna nahezu den Pso. di Cainallo und in der Valle di Cino die höchsten Hütten von Natré. Das Gefälle der Schotterfüllung ist ziemlich stark, von der A. Cainallo bis Esino inf. re beträgt es 16%.

Philippi[58]) stellte seinerzeit die Schotterterrassen im Becken von Lecco zu den alluvialen Bildungen. Viel wahrscheinlicher ist mir aber, daß alle diese Terrassen ihrer Lage und Struktur nach als spätglaziale Staubildungen aufzufassen sind, welche gegen die Seitenwand des Adda-Gletschers geschüttet wurden. Trümpy[84]) hat bereits 1930 dieselbe Ansicht vertreten, da es keine andere Möglichkeit gibt, ihre scharfen Terrassenkanten gegen den Comersee hin anders zu erklären. Sie als Deltaschotter eines höheren Comer-

see-Spiegels anzusehen, ist nicht angängig, da die Bildungen in völlig verschiedenen Höhen gelegen sind.

Der Adda-Gletscher muß zur Bildung der Stauschotter schon beträchtlich zurückgegangen sein: Bei Lecco beträgt die Differenz zwischen hocheiszeitlicher Gletscherhöhe und der obersten Schotterterrasse ca. 400 m, bei Abbadia etwa 800 m und bei Rongio mehr als 700 m. Die recht verschiedene Höhe der einzelnen Terrassen weist auf eine Senkung der Eisoberfläche und ein Zurückgehen des Gletschers hin, welches nicht gleichmäßig, sondern ruckweise, mit eingeschalteten stationären Halten vonstatten ging. Trotzdem fanden sich keinerlei Anhaltspunkte dafür, ob die untersten Terrassen noch dem Spätwürm- oder vielleicht schon dem Beginn eines Rückzugsstadiums einzureihen sind.

Valsàssina.

Soweit die in der Valsàssina auftretenden Schotter hocheiszeitlich fluvioglazialen Ursprungs sind, wurden sie bereits oben bei den Stauseen besprochen (Tal zwischen Balisio und M. Melma).

Nun finden sich aber noch Schotterbildungen in reichlichem Maße dort, wo der breite Trogboden aufhört und in die Pioverna-schlucht übergeht. Die Schotter treten uns bei Portone als 200 m über der Felssohle gelegene Terrasse entgegen und lassen sich bis unterhalb Parlasco verfolgen, wo sie noch 100 m über der Talsohle erreichen. Sie fallen steil, mit etwa 20°, nach NW ein und dürften mit ihrer gleichartigen Lage und Struktur den oben beschriebenen Stauschottern der Grigna-Westseite gleichzusetzen und zu einer Zeit gegen den zurückgegangenen Adda-Gletscher geschüttet worden sein, als dieser zwar die Valsàssina schon freigegeben hatte, jedoch noch die Diffluenzstufe am Talausgang besetzt hielt.

Ebenfalls als Stauschotter dürften die kalkfreien Sande und Schotter der Valle Maladiga anzusehen sein. Sie finden sich in Mächtigkeiten von über 50 m von Taceno über Margno bis nahezu Codesino. Ihrer Lage nach müssen sie etwas älter sein als die Schotter von Portone, da sie noch durch das Valsàssina-Eis gestaut sein müssen, ehe dieses auch das unterste Talstück freigegeben hatte. Eigenartigerweise finden sich in völlig analoger Lage am Nordende des Maladiga-Eispaßtales an der Mündung zur Val Varrone keine Stauschotter auf. Hier muß demnach der Varrone-Gletscher sein Tal schon freigegeben haben, als die mächtigere Valsàssina-Zunge als toter Eiskörper noch einen Teil ihres Bettes füllte.

Brembotal.

Im Bereich des Brembotales finden sich spätglaziale Schotterbildungen nur im Gebiet des westlichen Quellastes (Brembo di Olmo). Sie sind als hübsche Terrassen in gut geschützter Lage erhalten geblieben. Die erste findet sich im Konfluenzbecken von

Olmo oberhalb der Dolomitenge etwa 10 m über dem Flußbett in 590—600 m Höhe und zieht auf der östlichen Talseite von Mad. na dei Campelli über Frola bis Olmo. Kleinere Terrassenreste erscheinen in der Höhe von Malpasso auf beiden Talseiten in 635—640 m Höhe, als breite Fläche aber besonders bei Piazzolo in 680—700 m sowie auf der Gegenseite bei Cigàdola. Eine letzte Fläche sehen wir gegenüber Soliva an der Mündung der Valle di Pegherolo. Das Gefälle der Terrassenschotter ist ziemlich stark; von der Mündung der Valle di Pegherolo mit 750 senken sie sich bis Mad. na dei Campelli auf ca. 580 m, also mit rund 30 ‰.

Das Auftreten dieser Fluvioglazialschotter im Gebiet des hocheiszeitlichen Olmo-Gletschers spricht zweifellos für spätglaziales Alter. Schwierig aber ist die Frage nach der Stauungs- bzw. Aufschüttungsursache zu beantworten. Das Fehlen jeglicher spätglazialer Schotterbildungen im östlichen Brembotal legt den Gedanken sehr nahe, daß hier völlig lokale Ursachen vorliegen. Vielleicht waren es die Breccien im engen Talstück zwischen Mulera und Frola, welche als Bergschuttmaterial eine zeitlang das obere westliche Brembotal aufgestaut haben, so daß die Schmelzwässer des stetig zurückgehenden Gletschers bereits hier inmitten des Gebirges zur Ablagerung ihres Materials gezwungen wurden.

Eine Sonderstellung nimmt die Schotterfüllung der Valle di Tòrcola ein (Piazzatorre). Sie erscheint oberhalb der aus anstehendem Muschelkalk aufgebauten, über 100 m hohen Konfluenzstufe als völlig ebene, doch stark nach O ansteigende Fläche und erhebt sich als pultförmige Terrasse etwa 20 m über der 825 m hoch gelegenen Stufenkante. Bei Piazzatorre in 850 m Höhe gelegen, erreicht sie oberhalb Pegrosso schon 1075 m, ihr Gefälle beträgt also 11 %. Mehr als 100 m über der Schotterterrasse des Brembo liegend, kann sie dieser keineswegs eingeordnet werden. Da sie andererseits nicht durch die 20 m niedrigere Stufe gestaut sein kann, dürfte sie als Eisstaubildung gegen den spätglazialen Gletscher des Val Brembo di Mezzoldo geschüttet worden sein, als dieser hier noch etwa 800 m Höhe erreichte. Die Schotterfüllung der Valle di Tòrcola ist damit sicherlich älter als die niedrigere Terrasse des Brembotales, da diese für ihre Bildung bereits Eisfreiheit dieses Brembotalstückes fordert.

Seriotal.

Im Bereich des breiten Seriotroges finden sich außer den hocheiszeitlichen Niederterrassenschottern nirgends weitere Schotterbildungen, die der Rückzugszeit des Serio-Gletschers angehören könnten.

Ostseite des Gebirges.

Die sicher spätglazialen Schotterreste im Bereich des Iseosees nördl. und südl. Lòvere wurden bereits von Penck[56]) angeführt und als solche erkannt.

Über Schotterbildungen an der SO-Grenze der Bergamasker Alpen, also an der Westflanke des Iseosees kann nur wenig ausgesagt werden, da ich lediglich die Valle di Fonteno begehen konnte. Leider war es unmöglich, diese Lücke an Hand der sehr oberflächlichen Arbeit von Moebus[115]) über den diluvialen Oglio-Gletscher auszufüllen, da dieser alles Material, was ortsfremde Gesteine enthielt, ohne Rücksicht auf seine Struktur unter dem nichtssagenden Ausdruck „Ablagerungen der jüngeren Eiszeit" zusammenfaßte. Wie ich aber in der Valle di Fonteno feststellen konnte, zeigt der Ausgang dieses Tales gegen den Iseosee hin gut ausgeprägte Terrassen, die, dem Felssockel der Diffluenzstufe aufsitzend, hauptsächlich aus lokalen Kalkschottern und nicht, wie man es aus Moebus' Karte schließen könnte, aus Grundmoränenmaterial bestehen. Sie finden sich bis oberhalb der Kapelle il Santello.

Ich glaube, daß wir hier in den kurzen Seitentälern des Iseosees (Fonteno, Parzànica, Vigolo, Rino) bei ganz gleicher Morphologie auch die gleichen spätglazialen Stauschotter vor uns haben, wie wir sie am Comersee kennenlernten.

Das Alter der Stauschotter dürfte etwas geringer sein als das der spätglazialen Wallmoränen im Transfluenzsattel von Solto Collina — Esmate, vielleicht sind sie gleichaltrig mit der fünften innersten Jungendmoräne des Oglio-Gletschers bei Clusane-Iseo.

Dezzotal.

Im Dezzotal finden sich Schotterreste längs der neuen Straße Dezzo-Borno, also auf dem Flachniveau über der postglazialen Dezzoschlucht.

Weiter erscheinen an der Mündung des Taltorsos von Palline-Borno stark SW einfallende Schotter mit vielen Kristallingeschieben aus der obersten Valcamonica und verzahnen sich bei Palline mit ganz frischen Moränenhügeln.

Zweifellos gehören diese Schotter der Palline-Talung als Fluvioglazialbildungen einem spätglazialen Stande des Borno-Diffluenzastes an, als dieser bereits bis Palline zurückgewichen und die Verbindung mit dem Scalve-Gletscher gelöst hatte.

Die Altersstellung der hochgelegenen Schotterreste im Dezzotal über der ganz jugendlichen Schlucht aber ist recht zweifelhaft. Sicher ist ihrer Lage gemäß nur, daß sie vor der Schluchtbildung abgesetzt sein müssen, d. h. zur Zeit, da der Dezzo noch etwa in Höhe des Flachreliefs floß. Sie könnten somit zeitlich den obersten Schichten der interglazialen Verschüttung des Scalve-Beckens entsprechen (s. unten), vielleicht sind sie aber auch als Vorschüttung des sich zurückziehenden Würm-Scalve-Gletschers aufzufassen.

b) Spätglaziale (und ältere) Beckenverschüttungen.

Um den Zusammenhang zu wahren, wurden die Beckenverschüttungen von Esino Lario und Clusone an anderer Stelle behandelt. Es fehlen damit nur noch die interessanten Bildungen im Bereich des Dezzotales.

Becken von Angolo.

Gegen die Valcamonica wird das bei Darfo mündende Dezzotal durch einen maximal über 300 m hohen Riegel abgeschlossen. Er ist mit Rundhöckern übersät und enthält den Gletscherkolksee des L. Moro 380 m.

Nördlich des Riegels öffnet sich das Becken von Angolo, dessen Fläche im Mittel 100 m tiefer liegt und im NNW am Beginn der Dezzoschlucht endet. Die Füllung des Beckens besteht aus einer interessanten Folge diluvialer Ablagerungen in mehr als 100 m Mächtigkeit und ist vom T. Dezzo jung zerschnitten worden:

Unmittelbar über dem Flußniveau finden sich etwa 1,5 m feingeschichteter Sande und sandiger Tone. Dann folgt eine ca. 3 m mächtige Moränenlage, die nur Dezzogeschiebe enthält. Darüber haben wir wieder 8—10 m mächtige Sande und Tone mit einigen Tonlinsen, als Hangendes ein hier ca. 5 m mächtiges Konglomerat wohlgeschichteter, fest verkitteter aber lehmfreier Fluvioglazialschotter und schließlich als jüngste Schwemmkegelbildung der Valle S. Giovanni grobes, eckiges bis wenig kantengerundetes, stark mit Lehm durchsetztes Kalkmaterial der näheren Umgebung. Die gleichen Fluvioglazialschotter finden sich noch oberhalb von Angolo am Wege nach il Cristo sowie allenthalben an der Fahrstraße nach Schilpario. Sie enthalten neben dem Kalkmaterial zahlreiche ortsfremde Scalvegeschiebe und werden hier gleichfalls von lokalen Schwemm- und Schuttkegelbildungen überlagert.

Becken und Riegel sind zweifellos durch selektive Glazialerosion entstanden. Der Riegel kann nur bedingt als Konfluenzstufe angesehen werden, insofern wir nämlich nur den über 200 m hohen Stufenabfall zum übertieften Ogliotal in Betracht ziehen. Die Stufe ist aber eindeutig gesteinsgebunden (unterperm. Colliosandstein), und das dahinter liegende, über 150 m tiefere Felsbecken verdankt glazialer Kolkarbeit in den mürben, leicht auszuräumenden Kalkmergeln und Tonschiefern der unteren Trias seine Anlage.

Die Unter- und Überlagerung der Moräne durch geschichtete Sande und Tone läßt zwei Erklärungsmöglichkeiten offen: entweder ist die untere Staubildung eine letztinterglaziale Ablagerung, die vor der zweiten Seebildung vom Würmgletscher überfahren wurde, oder aber die durch die Moräne getrennten Sand-Ton-Komplexe gehören zeitlich zusammen, wobei die Moräne eine spätglaziale Vorstoßbildung darstellen müßte. Gegen interglaziales

Alter spricht aber einmal die völlig gleichartige Ausbildung der lakrusten Sand- und Tonschichten unter und über der Moräne, zweitens das Fehlen irgendwelcher interglazialer Einlagerungen, wie wir sie besonders gut von Piànico her kennen, drittens der Mangel eines Verwitterungshorizontes, der das Interglazial von der Würmmoräne trennen müßte und viertens das Fehlen der rein fluviatilen Phase der Beckenverschüttung über den unteren Sanden und Tonen, wie sie über den oberen lakustren Schichten durch das Schotterkonglomerat dargestellt wird. Damit wird aber das spät-würmglaziale Alter des gesamten Schichtkomplexes sehr wahrscheinlich.

Dem Rückzug des Scalve-Gletschers aus dem Kolkbecken von Angolo ist also im Spätwürm eine Seebildung durch Stauung der Schmelzwässer am Permriegel gefolgt. In diesem ersten Stausee wurden die unteren Fluvioglazialsande und Tone abgelagert. Dann legte vor dem endgültigen Zurückweichen des Eises aus dem unteren Dezzotal ein temporärer Gletschervorstoß die ca. 3 m mächtige Moräne darauf. Einer zweiten, darauf folgenden Seephase gehören die 8—10 m mächtigen Sande und Tone an, die schließlich in der letzten rein fluviatilen Verlandungsphase des Sees von spätglazialen Schottern überdeckt wurden. Der Seeabfluß folgte selektiv der Schwächelinie zwischen Perm und Servino und zerschnitt damit subsequent den Stauriegel, im Ogliotal den großen Schwemmkegel gegenüber Darfo aufschüttend. Ganz junge Mur- und Gehängeschuttbildungen überdeckten schließlich randlich die spätglaziale Sedimentserie. Der T. Dezzo aber gestaltete durch rückschreitende Erosion die Beckenfüllung zu Terrassen um, auf der heute die Dörfer Angolo und Mazzunno gelegen sind.

Das Scalve-Becken (Becken von Schilpario).

Im Scalve-Becken oberhalb der Dezzo-Durchbruchsschlucht tritt uns eine noch kompliziertere terrassierte Beckenfüllung als im Val d'Angolo entgegen. Sie ist über 200 m mächtig und weist verschieden ausgebildete und verschieden alte Ablagerungen neben- und übereinander auf. Oberhalb Schilpario bildet sie noch den unzerschnittenen, mehr als 1100 m hohen Talboden. Westl. des Ortes aber hat sich der Dezzo fortschreitend eingetieft und so eine große, oft mehr als 500 m breite Terrassenfläche an der N-Seite des Beckens herauspräpariert: Schilpario 1124 m, Ronco 1082 m, Barzesto 1069 m, Vilmaggiore 1075 m und Vilminore 1002 m. Sie senkt sich also bis hierher mit einem Gefälle von ca. 24 ‰ und erreicht ihre tiefste Stelle genau nördlich des Punktes, wo der bisher im Längstal O-W fließende Dezzo nach S in die Dezzoschlucht einbiegt. Nach W zu steigt die Terrasse wieder an. Im Bereich der Valle Nembo liegen auf ihr: Bueggio 1045 m, Pézzolo 1200 m, und im niedrigeren Zwickel zwischen Valle Civinata und Valle Povo Teveno 1125 m. Am N-Hang des Muschelkalksporns der

Costa di Valnotte finden sich nur noch kleine Reste der Beckenfüllung. Als breite Fläche erscheint sie aber wieder in der obersten Valle Rino: Carbonera 1063 m, Tòrtola 1013 m und unterhalb Valzella 941 m; jenseits des Dezzotales dann bei Azzone in 973 m. Auf der S-Seite des Dezzo westl. Schilpario findet sich die Terrassenfläche nur bei Pradella 1075 m, macht aber dann weiter nach W den gleichmäßig geböschten Muschelkalkhängen Platz. Wir haben somit eine Beckenfüllung, die noch heute in breiten Terrassenflächen erhalten ist und unterhalb Azzone dort aufhört, wo die jungerodierte, maximal 200 m tiefe Kalkschlucht beginnt.

Einer zweiten tieferen Terrasse begegnen wir bei S. Andrea und Dezzolo. Sie liegt 40—50 m über dem Dezzo und 100—150 m unter der Kante der oberen Terrasse, und erreicht eine Breite bis zu 100 m. Auch an der S-Seite gegenüber S. Andrea ist sie z. T. noch erhalten, wenn auch stark verrutscht, schmaler und weniger deutlich.

Der Aufbau beider Terrassen ist äußerst kompliziert. Am Prallhang des Dezzo bei S. Andrea ist die untere Terrasse ausgezeichnet aufgeschlossen. Die über 40 m hohe Wand zeigt als Liegendes eine ca. 25—30 m mächtige Serie lakustrer Schichten, bestehend aus wohlgeschichteten Tonen, Sanden und weiter oben Kiesen, das Ganze leicht zementiert. In ihr auftretende, kantengerundete, gekritzte, ortsfremde Geschiebe aus dem oberen Scalve-Gebiet weisen auf fluvioglaziale Entstehung hin. Als Hangendes, maximal über 20 m mächtig, erscheint eine frische Moränenblockpackung.

Dort, wo die Terrasse an den Steilabfall der oberen Fläche stößt, also ein Stück weit längs der Fahrstraße S. Andrea — Schilpario, tritt ein fest verkittetes Konglomerat auf, das mit ca. 2—3° nach W einfällt. Es ist gut geschichtet, lehmfrei und enthält neben vielen Kalkgeröllen Tonschieferstücke der unteren Trias, Permsandsteine und Konglomerate (Verrucani). Folgt man nun dem Lauf des T. Tino nach N aufwärts, so hört in etwa 1000 m Höhe der sicher fluvioglaziale Schotter auf und wird von Grundmoränenblockpackung bedeckt; wir sind damit gleichzeitig auf der oberen Terrassenfläche angelangt. Dort nun, wo die Straße Vilmaggiore — Vilminore mit großer V-Kurve in die Valle Tino hineingeht, wird schließlich die Moräne von jüngsten, stark S-fallenden Schuttkegelbildungen überdeckt, welche mit der Terrasse vom T. Tino rezent zerschnitten werden (s. Profile 5—7 im Anhang).

Von italienischer Seite nahmen Cozzaglio und Nangeroni zur Frage der Beckenauffüllung Stellung, beide in völlig verschiedener Richtung. Cozzaglio[19]) bringt in Unkenntnis der Schichtenfolge die Beckenverschüttung mit seiner hypothetischen Senkung des Alpenrandes im Spätpliozän in Verbindung und stellt damit den unteren Schichtenkomplex ins Villafranchiano, während er die Moränen und Schotter ganz allgemein ins Diluvium verweist. Nan-

geroni[49]) dagegen deutet die Folge in wesentlich anderem Sinne. Nach ihm folgt völlig konkordant von unten nach oben das Jüngere auf das Ältere; sein Profil lautet:
als ältestes Glied lakustre Schichten, dann Moräne und schließlich als jüngstes mächtige Schuttkegelbildungen. Er stellte also einmal die Fluvioglazialschotter zu den obersten Schutt- und Schwemmkegelbildungen und sah zweitens nicht die Grundmoränenlagen, welche das Hangende der Fluvioglazialschotter bilden. Dementsprechend legt er sowohl den gesamten Aufschüttungsvorgang der maximal über 200 m mächtigen Sedimentserien als auch die tiefe Zerschneidung der Dezzoschlucht und damit der Beckenverschüttung ins Spät- bis Postglazial.

Beide Ansichten gehen somit weit auseinander: was Cozzaglio als alte, präglazial bis spätpliozäne Bildung erscheint, spricht Nangeroni als jugendlich, spät- bis postglazial an; beide Auffassungen erschienen mir daher schon vor der Begehung des Scalve-Beckens recht zweifelhaft. Wie das geschilderte Profil zeigt, ist die Beckenfüllung wesentlich vielseitiger als bisher angegeben. Schon hier hat es den Anschein, als ob die untere Terrasse sich zeitlich von der höheren abhebt und sie nicht eine aus der Beckenfüllung herausgeschnittene Erosions-, sondern ebenfalls eine, wenn auch wesentlich jüngere Akkumulationsterrasse darstellt. Diese Auffassung soll an zwei anderen Aufschlüssen belegt werden.

1. Wie der tiefe Einschnitt des T. Gleno südwestl. Vilminore erweist, besteht der gesamte Sporn im Mündungszwickel zwischen Valle Nembo und Valle Gleno aus den hier besonders kalkhaltigen Konglomeraten der Beckenfüllung. Noch unmittelbar oberhalb des Zusammenflusses von T. Nembo und T. Gleno finden sich in 810 m Höhe dieselben verfestigten Schotter aufgeschlossen, so daß der gesamte Sporn in einer Mächtigkeit von 240 m aus diesem Verschüttungsmaterial besteht. Die Oberkante der lakustren Serie aber liegt bei S. Andrea in 830 m Höhe, also 20 m über der am T. Gleno noch nicht nach unten endenden Schotterfüllung; das würde aber bedeuten, daß sich die an der Straße bei S. Andrea erschlossenen Konglomerate ebenfalls noch in die Tiefe fortsetzen, d. h. die lakustren Schichten den Schottern nicht unter-, sondern angelagert sind.

2. Daß die Sand-Tonschichten wirklich ein Tal in der Schotterfüllung einnehmen, wird aber unterhalb der Kirche Madonnina, also am Beginn des Dezzo-Quertales, bewiesen, denn hier wird vom Dezzo wieder ein Fluvioglazialschotter angeschnitten, welcher eine maximal 10 m hohe Terrasse über dem Flußbett bildet, nach N zu aber bald in ca. 770 m Höhe mit dem Flußbett konvergiert und dieselbe Zusammensetzung und Frische aufweist wie der Schotter oberhalb S. Andrea. Hier ist demnach die Sohle jenes nach der Beckenauffüllung eingegrabenen Tales zu erblicken; die la-

kustren Schichten sind also den Schottern nicht nur an-, sondern auch aufgelagert.

Was das Bild nochmals kompliziert, ist das Auftreten von Felskernen (untertriadische Tonschiefer) inmitten der oberen Terrassenfläche, so z. B. bei Vilminore sowie südöstl. Pèzzolo, welche sich dem Terrassenniveau völlig einpassen.

Hier scheint damit ein Analogon zur großen Inntal-Terrasse vorzuliegen, welche sich ebenfalls teils aus Fels, teils aus Terrassensedimenten aufbaut.

Der Hauptunterschied besteht aber darin, daß sich nirgends Spuren junger Krustenbewegungen auffinden ließen, welche mit der Beckenbildung die mächtige Aufschotterung und nachträgliche Zerschneidung erklären würden. Das einzige, was für eine tektonische Bildung des Beckens sprechen könnte, ist die Tatsache, daß das Scalvetal rein subsequent am Südschenkel der Cedégolo-Tornello-Antiklinale angelegt ist. Vielleicht ist hier längs O-W streichender Bruchlinien das Becken in geologisch junger Zeit abgesunken. Die mächtige Beckenverschüttung läßt aber nirgends ein Beweismittel auffinden.

Eine andere Erklärung ließe sich aus der Petrographie ableiten. Wie die Felskerne der großen Terrasse aufzeigen, wird ja die tektonische Subsequenzzone durch das Auftreten von weichen Tonschiefern gleichzeitig zur petrographischen Schwächelinie. Im Bereich der z. T. über 200 m tiefen Dezzoschlucht aber treten nacheinander äußerst widerstandsfähige Dolomite der anisischen Trias, Raibler Dolomite und Plattenkalke und schließlich Esinokalke und Dolomite sowie Porphyr auf, während über der Schlucht ein wiesengrünes Terrassenniveau bei Dosso im O und Valle Sponda auf der Westseite im Bereich nunmehr ausstreichender Raibler Mergel erscheint. Das 950—1000 m hohe Flachrelief wird von den steilen Esinodolomitwänden der Presolana und den Hauptdolomitwänden der Corna Mozza überragt.

Dieses Verflachungsniveau stimmt nun auffallend mit der oberen Kante der Beckenfüllung bei Azzone überein, so daß hier ein ursächlicher Zusammenhang bestehen muß. Andererseits ist das Scalve-Becken, dessen Felssohle an der Mündung des T. Nembo in 770 m Höhe noch nicht angeschnitten wird, dem alten Flachrelief gegenüber um mehr als 200 m übertieft.

Da tektonische Ursachen der Beckenbildung nicht ermittelt werden konnten, bleibt nur die übertiefende Kraft eines Gletschers zur Erklärung übrig.

Der Scalve-Gletscher müßte demnach das ursprünglich gleichsinnige Gefälle vom alten Beckenboden (s. Felskerne) zum hohen Talboden über der ganz jungen Dezzoschlucht zerstört und durch selektive Erosion das übertiefte Becken geschaffen haben, wobei im Gebiet der heutigen Dezzoschlucht eine hohe Felsschwelle entstand. Durch den Rückzug des Eises wurde das tief ausgekolkte

und durch den Felsriegel versperrte Becken freigelegt und durch mächtige Schottermassen der Schmelzwässer von allen Seiten bis zur Riegelhöhe aufgefüllt, während gleichzeitig die rückschreitende Erosion aus dem Gebiet des übertieften Ogliotales von unten her die Bildung der Dezzoschlucht einleitete. Da nun die Schotter von frischer, also sehr wahrscheinlich würmglazialer Grundmoräne überlagert werden, dürfte die Beckenbildung spätestens ins Riß-Glazial, die Beckenverschüttung aber ins Spätrißglazial bzw. z. T. schon ins Riß-Würm-Interglazial fallen. Die beginnende Bildung der Dezzoschlucht wäre dann spätestens riß-würm-interglazial anzusetzen.

Der nachfolgende Würmgletscher konnte aber die gesamte Beckenverschüttung samt ihren Felskernen nicht mehr ganz ausräumen, so daß heute noch große Teile als obere Terrassen erhalten sind und von Junggrundmoränen bedeckt werden. Im Spätwürm wurde das teilweise wieder ausgeräumte Becken abermals frei und, da die Dezzoschlucht sicherlich noch nicht in der Tiefe wie heute ausgebildet war, mußten sich abermals Staubildungen vor dem Felsriegel absetzen. Möglicherweise wurden diese lakustren Schichten bei S. Andrea in einem spätglazialen Stausee abgelagert, welcher sich vom heutigen Schluchtbeginn bis etwas oberhalb Dèzzolo mit einer Spiegelhöhe von mindestens 830 m erstreckt haben müßte. Der restlosen Verlandung des Sees, angezeigt durch die obersten Geröllschichten als letzter fluviatiler Aufschüttungsphase ist dann nochmals ein Gletschervorstoß gefolgt, welcher die Hangend-Moräne der lakustren Schichten von S. Andrea und vielleicht auch noch einen Teil der Moränenbedeckung der oberen Terrasse absetzte. Diese ganz junge Moräne läßt sich noch bis Azzone verfolgen, wo sie etwa 900 m Höhe erreicht. Nehmen wir nun das Mittel dieser Höhe und des höchsten Gipfels im Talbereich, so ergibt sich eine Schneegrenze von ca. 1850 m, d. h. aber etwa 950 m unter der heutigen. Wir hätten damit also einen typischen Schlernvorstoß, der einem zunächst größeren Rückzuge des Würmgletschers folgte. Die Seebildung würde aber dann in die Zeit der Penck'schen Achenschwankung fallen, wenn dieser auch neuerdings diese Rückzugsphase aufgegeben hat.

Während in der späteren Rückzugszeit und dem beginnenden Postglazial randlich die Beckenauffüllung durch Ablagerung jüngster Schutt- und Murbildungen noch weiterging, setzte gleichzeitig von unten her, durch die gewaltige Übertiefung des Ogliotales bedingt, erneut eine starke Erosion im Bereich der Dezzoschlucht ein. Ihr mußten auch bald die Beckenserien des Scalvetales einbegriffen werden, so daß sie heute am N-Ende des Quertales als über 200 m hohe Terrasse das Flußbett überhöhen.

Ich bin mir bewußt, daß die oben angegebene Erklärung der Becken- und Terrassenbildung erhebliche Schwächen aufweist. Trotzdem blieb aber an Hand der vorgefundenen Tatsachen keine

andere Erklärungsmöglichkeit übrig. Vielleicht lassen sich bei einer neueren Untersuchung Kriterien auffinden, die meine Ansicht weiterhin stützen.

c) Die Rückzugsmoränen und ihre Einordnung in die Gliederung der Abschmelzzeit.

Als letzte Bildungen der Abschmelzzeit der diluvialen Gletscherströme sind die Rückzugsmoränen zu betrachten. Ihnen wurde insofern besonderes Interesse entgegengebracht, als in letzter Zeit die Existenz von Rückzugsstadien vielfach angezweifelt wurde, nicht zuletzt vom Altmeister der alpinen Glazialmorphologie Penck.

Mit Rücksicht auf die Länge der Arbeit muß hier leider auf eine Einzelbeschreibung verzichtet werden.

Es wird daher auf die beigegebene Tabelle (s. Anhang) verwiesen, in der alle echten und ein Teil der vermuteten Rückzugsmoränenanlagen zusammengestellt sind. Infolge der als stark modifizierende Faktoren auftretenden verschiedenartigen orographischen Verhältnisse ist es natürlich nicht immer leicht, jede Moräne ohne weiteres in die normale Gliederung einzuordnen. Trotzdem wurde der Versuch unternommen, die aufgefundenen Vorkommen als Bühl, Gschnitz oder Daun zu identifizieren.

Im allgemeinen sind Bühlmoränen verhältnismäßig selten, was wohl auf die starke postglaziale Ausräumung der Täler zurückzuführen ist. Das Problem, ob diese Endmoränen anstatt dem Bühl-Rückzugsstadium der etwas jüngeren Schlern-Vorstoßphase Klebelsbergs zuzurechnen sind, konnte nur in einem Fall gelöst werden (Scalve). Meist fehlten dafür aber die notwendigen stratigraphischen Unterlagen.

Bei den nächst jüngeren Moränen fällt die Tatsache auf, daß einige Depressionszahlen den mittleren Wert des Gschnitz-Stadials I (550—650 m) um einiges überschreiten, ohne indessen schon zum Bühl gerechnet werden zu können. Das gilt für die Stadialmoränen der Valle di Tàrtano, Valmadre, Valle di Belviso, Valle di Campovecchio und Val di Scalve mit Schneegrenzdepressionen von 757, 750, 749, 764, 753, u. 772, also rund 750 m (Durchschnitt 757 m); d. h. sie liegen genau zwischen den Mittelwerten von Bühl und Gschnitz I. Damit ist es aber unmöglich, hier nach besonders stark modifizierenden orographischen Faktoren zu suchen, um sie so entweder noch zum Bühl oder schon zum Gschnitz I zu stellen. Die Stadiale wurden aus diesem Grunde zunächst mit dem Lokalnamen „Campovecchio" belegt, nach der am besten ausgeprägten Wallmoräne beim Dörfchen Campovecchio im gleichnamigen Tal. Vielleicht ist es möglich, auch in anderen Alpenteilen Rückzugsmoränen mit ähnlichen Depressionswerten aufzufinden, womit diese Stadiale allgemeinere Bedeutung erlangen würden.

Des weiteren fällt an der Tabelle auf, daß andere Werte wieder um ein erhebliches unter dem Durchschnittswert von 550 bis 650 m bleiben und bereits zum Daun mit einer Depression von 250—350 m vermitteln. Nach Heissel und Ladurner[38]) müssen wir sie daher als Gschnitz II (450—550 m) und Gschnitz III (unter 450 m) ausscheiden, wobei Gschnitz III deshalb noch zum Gschnitz gerechnet werden soll, weil es diesem näher als dem Daun steht; denn beschränkt sich das Daun hier nur auf die Kare, so finden sich die Gschnitz III-Moränen bereits unter den hohen Karen auf den Hochtal- bzw. Nebentrogböden, oft unweit von den echten Gschnitz I-Moränen entfernt.

Die große Wallmoräne vor dem Scais-Gletscher mit einer Depression von nur 105 m entspricht vielleicht dem Eggessen-Stadium Kinzl's[38]).

Kurz mag noch eine in letzter Zeit häufiger geäußerte Ansicht in bezug auf die Rückzugsmoränen erwähnt werden, wonach das Würmeis sich in einem Zuge zurückgezogen hätte und die angeblichen Stadialmoränen nur als auf den Gletscher gefallene und später ausgetaute Bergsturztomas zu betrachten seien. Bei der Grumello-„Moräne" nahe Schilpario konnte das in der Val di Scalve ziemlich sicher nachgewiesen werden. Im allgemeinen aber widerspricht dem einmal ihre nicht wahllose Verteilung, sondern das klare Hervortreten bestimmter Gruppen von Depressionswerten, zum andern aber sind meist die morphologischen Befunde so klar, daß am Moränencharakter nicht gezweifelt werden kann.

IV. POSTGLAZIALE BILDUNGEN.

Die beginnende Postglazialzeit stand noch durchaus unter den Nachwirkungen des Eiszeitalters. Ein besonderes Kennzeichen dieser Periode stellen die zahlreichen Bergstürze und Hangrutsche dar.

Diese jüngsten, eiszeitbedingten Aufschüttungen treten uns besonders auf der Südabdachung der Bergamasker Alpen im Bereiche der triadischen Kalke und Dolomite sowie in den dyadischen Sandsteinen und Konglomeraten entgegen.

Arm an Bergstürzen ist dagegen die zu großen Teilen im Kristallin gelegene Veltliner Abdachung des Gebirges; die leichte Verwitterbarkeit des Gesteins dürfte bereits eiszeitlich jede Ausbildung übersteiler Böschungsverhältnisse ausgeglichen haben. Zeigen sich die Bergsturztrümmer und Verwitterungsschuttmassen des Kristallin und Perm als unverfestigte, leicht abrutschende Block- und Schutthalden, so sind dieselben Ablagerungen im Kalk-Dolomit-Gebiet in den meisten Fällen brecciös verkittet und daher äußerst standfest. Ihr Habitus ist daher dem interglazialer Breccien sehr

ähnlich, so daß eine zeitliche Trennung fast immer nur stratigraphisch durchzuführen ist.

Eine Altersabgrenzung unmittelbar postglazialer Bildungen (einschl. der Bergstürze im Spätglazial) von rezenten Verschüttungen ist in den wenigsten Fällen möglich, da die Felsabstürze auch heute noch in nicht geringer Zahl allenthalben auftreten bzw. aus alten Aufzeichnungen belegt sind.

D. GLAZIALMORPHOLOGISCHE PROBLEME.

Der Rahmen der Arbeit gestattet es nicht mehr, auf alle in den Bergamasker Alpen auftretenden glazialmorphologischen Fragen einzugehen. Es sollen daher nur einige Probleme herausgestellt werden, die besonders stark hervortreten und wichtige Schlüsse auf die eiszeitliche Formengestaltung zulassen.

I. DIE TALFORMEN.

a) Die Täler der Nordseite.

Alle nordseitigen Täler, welche von der orobischen Wasserscheide mit Längen zwischen 4,5 und 15,5 km steil zur Tiefenzone des Veltlin-Apricapaßtales absteigen, tragen in ihrem mittleren und obersten Teil echten Trogcharakter. Wir haben hier das schönste glazialmorphologische Studiengebiet der Bergamasker Alpen mit Karen und Karterrassen, Karseen und Talseen, Rundhöcker- und Gletscherschlifflandschaften, hohen Konfluenzstufen und steilen Trogwänden.

So verschieden aber die präglaziale Talanlage war, so verschieden ist auch die Ausgestaltung der einzelnen Tröge. Neben den fast gradlinigen und völlig unverzweigten Trögen der Valle Caronella, Valle della Malgina, Valle del Livrio, Valcervio und Valmadre stehen die vielfach verästelten, aus mehreren Neben- bzw. Quelltrögen zusammengesetzten Täler der Valle di Venina, Valle di Tàrtano und Valle del Bitto; hier endet ein Trog in weiter eiszeitlicher Firnmulde mit seenerfüllten Durchgangskaren und schließt sich nach oben den flach geböschten Böden der großen Ursprungskare an, dort hört ein Ursprungstrog (Val du Vidél) unmittelbar unter den Steilwänden der Wasserscheide auf. Manche Tröge wieder zeigen gut erhaltene Trogschultern und Talbodenreste, andere dagegen haben fast ungegliederte Wände.

Diesen einzelnen Skulpturformen der Täler nachzugehen, muß Aufgabe einer speziellen morphologischen Untersuchung bleiben,

zumal die Bearbeitung sich nicht auf die 16 Täler selbst beschränken darf, sondern notwendigerweise wenigstens die Südseite des Veltlin miteinbeziehen muß. Das Veltlin aber hat bis heute keine irgendwie verwertbare morphologische Behandlung erfahren.

Das Charakteristischste an den meisten Tälern ist die Tatsache, daß sie nicht, wie allgemein erwartet werden dürfte, bis zur Mündung in das Veltlin bzw. Apricapaßtal Trogcharakter aufweisen, obwohl sie in ihrer Gesamtlänge hocheiszeitlich stark vergletschert waren. Nur Valle Caronella und Valle Bondone machen darin eine Ausnahme, indem sie bis zu ihrem Ende als typische Nebentröge des Veltlin ausgebildet sind, deren Böden bei Carona bzw. Bondone über 600 bzw. 800 m hohen Konfluenzstufen nach N in die Luft ausstreichen. Alle anderen Täler aber münden vermittels tiefer Erosionsschluchten gleichsohlig ins Veltlin; erst ziemlich weit im Innern stellt sich ein mehr oder weniger breiter, schutterfüllter Trogboden ein. Diese Merkwürdigkeit, daß fast alle nordseitigen Täler somit aus zwei morphologisch völlig verschiedenen Stücken zusammengesetzt sind — Trogtal und Kerbtal —, springt jedem aufmerksamen Wanderer sofort in die Augen und fordert zwingend einen Erklärungsversuch heraus.

Nur zu nahe liegt es, die Schluchtmündungen aus der umgestaltenden Arbeit der postglazialen Erosion zu erklären. Dieser Auffassung stellen sich aber sofort Zweifel entgegen: wo die Schluchten im Verhältnis zur Gesamttallänge kurz sind (Mündungsklammen), ließen sie sich vielleicht noch durch postglaziale Erosionsvorgänge deuten; es hieße aber zweifellos der Arbeitsleistung des fließenden Wassers zuviel Kraft zumuten, wollte man aus ihr noch Schluchtmündungen erklären, welche mehr als die Hälfte der Gesamtlänge des Tales einnehmen und absolut gemessen über 5 km lang werden. Hier ist es unmöglich, noch von postglazial zerstörten Stufenmündungen zu sprechen, denn an Stelle der kurzen Mündungsklamm haben wir eine außerordentlich lange Mündungsschlucht, die oft keine Gliederung der Hänge mehr aufweist.

Für unser Gebiet hat als erster Waldbaur[80]) das Auftreten von Mündungsschluchten („Ausgleichsschluchten") am N-Ende des Comersees erwähnt, wobei er gleichzeitig auf die Studien Ahlmanns in Norwegen verweist, in denen dieser in bezug auf die Schluchtverbindung zwischen Nebentrog und übertieftem Haupttal vom „Connecting Valley" spricht. Genügt uns mit Waldbaur, Ahlmann u. a. die postglaziale Erosionsleistung zur Erklärung der langen Mündungsschluchten nicht, so müssen wir ihre Anlage mindestens ins letzte Interglazial verweisen, womit sie, wenn auch nicht in ihrer heutigen Form, die Würmvereisung schon überdauert haben.

Fanden sich auch in den begangenen Tälern keine stratigraphischen Beweise für das interglaziale Alter der Mündungsschluchten, wie sie Waldbaur in toten, moränenverstopften Klammen neben

der heutigen Schluchtmündung auffand, so müssen wir rein aus der morphologischen Analogie auf interglaziales Alter schließen. Eine Erscheinungsform spricht dabei besonders klar für diese Auffassung: in den meisten Fällen können wir die postglaziale Erosionsleistung direkt ablesen, insofern sich nämlich eine junge, enge Schlucht oder Klamm in der älteren großen Schlucht zeigt, d. h. die gleichmäßig geböschten Hänge gehen im untersten Teil über einen scharf ausgebildeten Knick in eine steilwandige jugendliche Erosionskerbe über, deren Sohle taleinwärts meist vor dem oberen Ende der Schlucht mit dem alten Schluchtboden konvergiert. Daraus ersehen wir eindeutig zwei Erosionsvorgänge, zwei Erosionszeiten: die postglaziale Erosionskerbe der Tiefe ist in die größere, interglaziale Erosionsschlucht eingesenkt.

Betrachten wir nunmehr das regionale Auftreten der Mündungsschluchten. Bei den kurzen Trögen der Valle Caronella und Valle Bondone ist noch keine Mündungsschlucht ausgebildet. Beide Täler behalten bis zum Austritt ins Veltlin Trogcharakter; die über 600 m hohen Stufenmündungen sind durch normale Mündungsklammen zerschnitten. Von der Valle Malgina an ändert sich das Bild. Hier schaltet sich bereits zwischen Trogboden und Veltlin eine ca. $1^3/_4$ km lange Mündungsschlucht ein, die dem untersten Talstück damit den Trogcharakter genommen hat. Je weiter nun nach W, umso länger und charakteristischer werden die Mündungsschluchten, in um so größerer Entfernung vom Veltlin stellt sich erst das echte Trogtal ein (s. nachfolgende Tabelle). Das bedeutet aber, daß die Mündungsschluchten in Richtung des abfließenden Adda-Gletschers, also alpenauswärts, stetig länger werden. Diese Tatsache zeigt mit Waldbaur eine klare Beziehung zur Dauer der Wirksamkeit der inter- (und post-) glazialen Erosionsarbeit auf, denn je weiter nach W, um so länger war die Zeit der Eisfreiheit und damit die Zeit fluviatiler Erosionsvorgänge. Daß andererseits die Länge der Mündungsschluchten kaum von der Erosionskraft des betreffenden Baches abhängig ist, zeigt uns der Umstand, daß nicht nur absolut, sondern auch im prozentualen Verhältnis zur Gesamttallänge die Schluchten gebirgsauswärts länger werden:

Tal	Tallänge in km	Schluchtlänge absolut in km	Schluchtlänge in v.H. der Tallänge
Valle Caronella	8,5	—	—
Valle Bondone	8,0	—	—
Valle Malgina	8,5	1,75	20,5
Valle di Arigna	11,0	3,25	29,5
Valle di Venina	15,25	4,0	26,2
Valle del Livrio	12,5	5,25	42,0
Valle Cervio	11,75	5,5	46,8
Valle Madre	10,75	5,0	46,5
Valle di Tàrtano	12,25	5,75	46,9
Valle del Bitto di Gerola	15,0	8,5	53,2

Beträgt der Anteil der Mündungsschlucht an der Gesamttallänge bei der Valle Malgina nur etwa ein Fünftel, so nimmt er nach W konstant zu und erreicht seinen höchsten Wert mit mehr als $^1/_2$ im Gerolatal.

Wir können also sagen: Die Mündungsschluchten der nordseitigen Tröge wachsen absolut und prozentual von O nach W; es drückt sich hierin eindeutig die von O nach W zunehmende Dauer der Eisfreiheit aus.

Spricht somit alles für die bereits interglaziale Anlage der „Ausgleichsschluchten", so zwingt uns ihre Erhaltung zur Annahme, daß sich die Glazialerosion, obwohl in jedem Fall das gesamte Tal in der Hocheiszeit vergletschert war, nur auf den Trogteil erstreckt haben kann, während das Eis im Bereich der Mündungsschluchten fast ohne jede Wirkung blieb.

Was aber waren die Ursachen dessen, daß das Eis im oberen Teil des Tales erodierte, während es im unteren Teil das fluviatil-erosive Erbe aus der letzten Zwischeneiszeit konservierte?

Waldbaur beantwortete diese Frage für Seitentäler mit Eigenvergletscherung dahingehend, daß die Erhaltung interglazialer Ausgleichsschluchten allgemein vom Grade der Eigenvergletscherung abhängig war. Nach ihm konnten sich nur in „untervergletscherten" Tälern interglaziale Erosionsformen erhalten, d. h. in solchen Tälern, deren Gletscher gerade noch das Haupttal erreichen konnten, ohne aber ihr Tal aus eigener Kraft bis zur oberen Gletschergrenze der Hocheiszeit mit Eis anzufüllen vermochten. Die maximale Mächtigkeit wurde vielmehr erst durch den Hauptgletscher bedingt, der mit seinem Anschwellen den Nebengletscher zu übernormaler Größe aufstaute. Wird damit die künstliche „Vollvergletscherung" des an sich „untervergletscherten" Tales nur durch die Stauwirkung des Hauptgletschers verständlich, so folgt aus der Stauung des Nebengletschers ein Nachlassen bzw. völliges Aufhören seiner Erosionskraft an der Mündung, d. h. im Bereich der nunmehr begrabenen „Ausgleichsschlucht". Damit mußte das Vorherrschen fluviatiler Formen auch in der Würmvereisung erhalten bleiben, vielleicht wurde die Schlucht durch subglaziale Entwässerung noch weitergebildet.

Betrachten wir unter diesem Gesichtspunkt die Bergamasker Nebentäler des Veltlin, so können wir von keinem Tal behaupten, daß es in bezug auf seine Eigenvergletscherung „voll-", geschweige denn „übervergletschert" gewesen ist. Der Grad der Vergletscherung lag vielmehr im O zwischen „voll-" und „untervergletschert"; gegen W zu waren alle Täler „untervergletschert", denn eine einfache Berechnung der theoretischen Gletscherenden (unter Elimination des Adda-Gletschers) nach der Formel:

$$\text{eiszeitliche Schneegrenze} = \frac{\text{höchster Gipfel im Tal} + \text{Höhe des Gletscherendes}}{2}$$

zeigte bei einer Schneegrenzhöhe von 1600 m, daß nur die Eigengletscher der Täler ö s t l. der Valle di Venina noch das Veltlin erreicht hätten, während alle westlicheren Gletscher in ihren Tälern kurz vor der Einmündung ins Haupttal steckengeblieben wären.

Wie aber aus der beigegebenen Karte der Würmvergletscherung ersichtlich ist, konnten aus der Höhengrenze der Addaeis-Geschiebe und der Schliffgrenze des Veltliner Gletschers Eishöhen gefolgert werden, welche — zwischen 2200 m im O und 1600 m im W an den Talmündungen — in keinem irgendwie vergleichbaren Verhältnis zum Grade der Eigenvergletscherung stehen. Die außerordentliche Mächtigkeit des Adda-Gletschers verursachte also durch Aufstauung der Nebengletscher eine künstliche „Vollvergletscherung" der Täler, die sich im Hochstande der Vereisung zur „Übervergletscherung" steigerte, indem das Eis nicht mehr auf die Talbetten beschränkt blieb, sondern im unteren Teil über die seitlichen Kämme quoll.

Aus der Aufstauung der Nebengletscher ergibt sich naturgemäß ein Aufhören der Glazialerosion an den Talmündungen. Das stagnierende Eis mußte so die interglazialen Erosionsformen erhalten, die Mündungsschlucht wurde weder zum Trog geweitet, noch zum „Mündungskar" umgestaltet, sondern blieb unter dem Eise konserviert.

Was aber für den Mündungsbereich zutrifft, gilt nicht für die Gesamtlänge der Täler, denn der Trogcharakter der oberen Talstücke mit allen Kriterien fließender Eismassen läßt hier auf Fortdauer der Glazialerosion schließen. Wie ist dieser scheinbare Widerspruch zwischen gestautem Eis an der Talmündung und fließendem Eis im oberen Tal zu erklären?

Zur Aufhellung dieser Frage ist es notwendig, die Kämme in die Betrachtung einzubeziehen, welche die Quertäler voneinander trennen. Es fällt dabei auf, daß auch sie wie die Täler aus zwei mórphologisch völlig verschiedenen Teilen bestehen, welche durch eine O-W streichende Grenzlinie — die Schliffgrenze des Adda-Gletschers — voneinander geschieden werden: nördlich der Linie herrschen eisgerundete, abgeschliffene Bergrücken vor, südl. der Linie aber erheben sich über konkavem Hangknick die scharf zugeschnittenen Quergrate der orobischen Kette, welche als Firnkämme eigenvergletscht waren. Betrachten wir in diesem Zusammenhang die Mündungsschluchten, so zeigt sich, daß sie immer nördl. dieser Grenzlinie bleiben, während andererseits die Trogteile der Täler an dieser Linie enden bzw. nicht viel über sie hinaus nach N reichen. Aus diesen Tatsachen können wir uns nun etwa folgendes Bild machen:

Die orobischen Gletscher als Nebengletscher des Adda-Eises werden infolge des kürzeren Weges das Veltlin schon erreicht haben, ehe der mächtige Adda-Eisstrom das Haupttal erfüllte. Mit wachsender Adda-Eishöhe trat dann die Stauung der Berga-

masker Gletscher ein, die im Vereisungsmaximum schließlich dazu führte, daß die Gletscher im unteren Teil über ihre Trogränder quollen und zusammen mit dem Adda-Eise alle nördlichen Kammausläufer überfluteten, so daß nunmehr eine einheitliche, obere Eisdecke alle Nebengletscher miteinander verband, Talmündungen und Trennungskämme unter sich begrabend. Damit war im Maximum der Hocheiszeit im Mündungsbereich ein Abfließen der oberflächennahen Eisschichten gewährleistet, dem sich auch die obersten, südlich der Adda-Eisgrenze liegenden Teile der Nebengletscher nunmehr anschließen konnten. Hier wirkte das fließende Eis erodierend, hier sind also die echten Tröge mit ihrem reichen glazialen Formenschatz entwickelt. In der Grenzzone zum Adda-Eis aber mußte die Erosion in der Taltiefe aufhören, da hier das in die Mündungsschluchten eingepreßte Eis auch jetzt keine Möglichkeit des Abfließens hatte, sondern nur die oberflächlichen Eispartien in ± nordwestlicher Richtung überquollen und sich somit von den unteren, ruhenden Eiskernen abscherten. Den stagnierend konservierenden Eiskernen der unteren standen somit die beweglich erodierenden Eispartien der oberen Talstücke gegenüber. Damit mußte auch im Vereisungsmaximum die Glazialerosion auf die Talpartien südlich der Adda-Eisgrenze und die vom Eise überfluteten Querkammstücke beschränkt bleiben, während die interglazialen Mündungsschluchten weiterhin konserviert wurden und uns heute als ältere Erosionsform unverändert entgegentreten.

So schnell, wie die Bergamasker Nebengletscher kamen, mögen sie sich auch in der beginnenden Rückzugszeit zurückgezogen haben, so daß nun der langsamer weichende Hauptgletscher sicher in die Talmündungen hineingelappt ist. Moränenverbauungen der Mündungsschluchten dürften die Folge gewesen sein. Daß wir heute nur noch Reste davon auffinden, ist als Folge der Steilheit der Hänge und der Enge der Mündungsschluchten zu werten. Nur dort, wo über den Schluchten ältere Terrassensysteme erhalten blieben, finden sich mächtigere Grundmoränenreste mit den charakteristischen Addaeis-Geschieben auf (z. B. Valle di Arigna, Tàrtano, Gerola).

b) Die Nebentäler von Comersee und Valcamonica-Iseosee.

Hätten wir nicht allenthalben in den randlichen Teilen des Gebirges im W und O in Form reicher erratischer Blockstreuung die eindeutigen Spuren mächtiger diluvialer Vergletscherung, so würden wir es in vielen Fällen kaum den Tal- und Hangformen ansehen können, daß sie lange Zeit vom Eise bedeckt waren. Es besteht hier also eine auffallende Diskrepanz zwischen der diluvialstratigraphisch belegten Geschichte und dem morphologischen Formenbild. Dabei fällt uns weiterhin auf, daß wir die Ursache nicht in der Gesteinsbeschaffenheit bzw. in Gesteinsunterschieden

suchen können, da sich die Formen in gleich guter Ausbildung sowohl im Kristallin als auch im Perm oder Kalk auffinden lassen. Das Motiv ist also nur in der wechselnden Erosionsarbeit des Eises selbst zu suchen.

Betrachten wir zunächst die W e s t s e i t e des Gebirges, seine Grenzregion gegen den C o m e r s e e.

Als erstes größeres Tal mündet, wenn wir von N dem Eise folgen, bei Dervio die Val Varrone zum Comersee aus. Obwohl das NW-WNW streichende Tal von einer annähernd 1000 m mächtigen Eismasse erfüllt wurde, welche im Talstück zwischen Dervio und Pagnona aus eingedrungenem Adda-Eis bestand, finden wir erst in den beiden Quelltälern hübsche Tröge mit allen Agenzien ehemaliger Gletscherbetten ausgebildet. Von oberhalb des Zusammenflusses beider Quellflüsse aber bis zur Talmündung, also auf mehr als 12 km Länge, findet sich keinerlei morphologische Spur eiszeitlicher Vergletscherung. Wir erblicken hier eine tiefe, völlig unwegsame Schlucht, über der sich erst in bedeutender Höhe breite Terrassenflächen einstellen. Als besonders konstante Terrasse hebt sich auf der Nordseite die „Siedlungsterrasse" heraus, die sich als breites Band weit ins Tal hineinzieht und etwa dort endet, wo sich die Trogformen der Quelltäler einstellen: Vestreno 636 m, S. Martino 697 m, Introzzo 725 m, Tremènico 740 m, Aveno 760 m, Pagnona 850 m, Premana 900 m. Diese Terrasse aber als Rest des ehemaligen Trogbodens anzusehen, ist nicht angängig, da sie nicht die tiefste ist, sondern nur eines der vier bis fünf großartig erhalten gebliebenen Eintiefungssysteme. Damit ist das Bild der unteren Val Varrone nicht das eines Gletschertroges, im Hinblick auf die Eisstromverhältnisse aber auch nicht das einer interglazialen Mündungsschlucht, sondern das eines völlig „flußbeherrschten" Tales, welches in seinen zahlreichen Systemresten die wechselvolle Erosionsgeschichte des Gebirges für diesen Teil zum Ausdruck bringt.

Noch mehr kommen wir zu der Überzeugung hier wirkungslos gebliebener Eisbedeckung, wenn wir die Val Varrone mit der im S parallel ziehenden Valsassina mit völlig gegensätzlichem Formenbild vergleichen. Als breiter, schutterfüllter Trog mit allen Kriterien eines alten Gletscherbettes zeigt sich diese zwischen Introbio und Taceno. Bei Taceno endet die hier mehr als 1 km breite Talsohle und geht in die tiefe, 5,5 km lange Mündungsschlucht der Val Muggiasca über, welche die mindestens 400 m hoch gewesene Diffluenzstufe zum Comersee hin inter- und postglazial zerschnitten hat. Über der Schlucht aber blieb auf der Nordseite neben anderen, höher gelegenen Flächenresten der ehemalige Trogboden als Terrasse erhalten mit einem Gefälle, das nicht, wie das der Val Varrone-Flächen talabwärts, sondern hier gebirgseinwärts gerichtet ist (S. Sebastiano 630 m, Cornasira 606 m, Assogno 575 m). Wir haben also in der Val Varrone ein terrassiertes Erosionstal ohne

morphologische Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung, in der Valsàssina aber einen breiten Gletschertrog mit tief zerschnittener Diffluenzstufe. Verbunden werden beide Täler durch den seichten Durchgangstrog zwischen M. di Muggio und Cimone di Margno, der die Eismassen beider Täler stromnetzartig zusammenschloß.

Der Grund der morphologischen Gegensätzlichkeit dieser orographisch völlig gleich gelegenen Täler kann nur in der verschiedenen glazialerosiven Beanspruchung gesucht werden. Vergegenwärtigen wir uns daher noch einmal die Eisstromverhältnisse. Bei Bellano flutete ein Teil des hier noch 1400 m erreichenden Adda-Eises in die Valsàssina, floß ungehindert als mächtige Diffluenzzunge nach SO ins Gebirge hinein und endete am Südausgang des weiten Zungenbeckens von Barzio-Pasturo. Ständig durch den starken Eisdruck von NW in Bewegung gehalten, mußte der Gletscher eine starke Schleifwirkung ausüben; das Produkt war der noch heute ausgezeichnet erhaltene Trog.

In die Val Varrone drangen ebenfalls Adda-Eismassen von NW her ein; sie fanden aber Widerstand in dem ihnen entgegenkommenden Varrone-Gletscher, wurden damit blockiert und an weiterer Bewegung gehindert. Nur oberflächliche Eispartien konnten sich bei Pagnona abscheren und durch das Paßtal von Casargo-Margno der beweglichen Valsàssina-Zunge anschließen. Auf diese Weise blieben in diesem Tal große Systemreste erhalten, welche an den eisgeschliffenen Trogwänden der Valsàssina völlig fehlen.

Den geringen morphologischen Einfluß des Adda-Gletschers können wir weiterhin am Abfall der Grigna-Gruppe zum Comersee beobachten. So zeigt das Esinotal im Bereich der Esinokalke und Dolomite die Formen einer jungerosiven Schlucht, im Gebiet der Raibler Mergel und Sandsteine dagegen die weite Beckenlandschaft von Esino-Lario. Hier ist nichts zu sehen von glazialer Schleifwirkung, obwohl das Eis bei maximaler Ausdehnung das gesamte Tal erfüllte und am Pso. di Cainallo mit 1300 m Höhe wahrscheinlich noch in die Valle dei Molini überströmte. Auch wirkte also der eingedrungene Eislappen nicht erodierend, sondern viel eher konservierend, die Talfurche ist damit ein reines Produkt prä-, inter- und postglazialer Erosion des fließenden Wassers. Den gleichen Eindruck gewinnen wir in den tiefen Schluchten der Valle Meria und Valle del Monastero.

Ein ähnliches Bild geringer bzw. wirkungsloser Glazialerosion tritt uns an der Ostseite des Gebirges längs Valcamonica und Iseosee entgegen. Auch hier haben wir unmittelbar neben dem breiten und tiefen Trog des Ogliotales-Iseosees zwischen gerundeten eisgeschliffenen Schultern tief eingeschnittene Erosionsschluchten, die keinesfalls erst postglazial angelegt sein können.

Besonders eindrucksvoll zeigt sich die dem Haupttal entgegenlaufende Val Paisco, ein auffallend ähnliches Gegenstück zur Val Varrone im W: auch hier eine tiefe Talschlucht, deren steile

Wände im N von zahlreichen hochgelegenen Terrassenniveaus gegliedert sind, auch hier eine Hauptterrasse, welche die Siedlungen und Verkehrswege trägt: Paisco 855 m, Sparsinica ca. 1000 m, Ardinghela-Grumello 1263 m, Loveno 1270 m. Völlig gleich sind auch die Eisstromverhältnisse, da hier wie dort Eigen- und Fremdeismassen im Tal aufeinanderprallten und sich gegenseitig blockierten, so daß das ältere fluviatile Antlitz des Tales durch das Stagnieren der Eismassen erhalten blieb. Erst im obersten Talstück ist die Valle del Séllero als typischer Trog ausgebildet.

Ein Analogon zu den Schluchten der Grigna-W-Seite bieten uns die Valle Clegna südl. der Concarena, vor allem aber die tiefen Talschluchten, die zum Iseosee absteigen.

Dagegen ist das Diffluenztal von Borno durch ständig fließendes Eis zum Durchgangstrog umgestaltet worden, der im W in der Talung von Codesino-Margno sein Gegenstück findet; Val Borlezza und Valcavallina als weite Diffluenztröge sind der Valsàssina gleichartig an die Seite zu stellen.

Wir können damit zusammenfassend sagen, daß nur dort die nach allen Seiten ausgestreckten Fühler der Fremdeismassen von Adda- und Oglio-Gletscher Erosionswirkung ausüben konnten, wo sie ungehindert in altangelegte Täler eindrangen. In steilen Erosionsschluchten aber, deren Gegengefälle das Eis zu einer starken Aufwärtsbewegung zwang und welche quer zur Hauptbewegungsrichtung des Eises lagen, bzw. in Tälern, welche durch die den Fremdeismassen entgegenkommenden Eigengletscher blockiert wurden, kam es zur Stagnation des Eises: die Vergletscherung war hier nicht mehr aktiv erodierend, sondern passiv konservierend.

c) Die südseitigen Täler.

Sehen wir von dem nach W gerichteten Subsequenztal der oberen Valle Biandino ab, welche als ausgezeichneter Trog entwickelt ist, so kann für den westl. Teil der Südabdachung der orobischen Kette ausgesagt werden, daß die glazialen Züge der Landschaft sehr gering sind und das fluviatil erosive Formenelement bei weitem überwiegt.

In der obersten Val Stabina zeigt uns das Quelltal der Valle Cavarino einen echten Trog, jedoch ohne typische Firnmulde über seinem bald 300 m hohen Schluß: Ursprungstrog. Von oberhalb Valtorta bis Forno Nuovo ist das Stabinatal durch mächtige Bergsturzschuttmassen der Corna Grande verschüttet. Mit ihrer tiefen Zerschneidung durch den Fluß ging der Trogcharakter des Tales völlig verloren, wir haben das Bild eines jungerosiven Kerbtales. Von östl. Rava bis Olmo ist der Taltrog besser erhalten, da der standfeste, etwa im Streichen angeschnittene Hauptdolomit wenig Bergschutt geliefert hat. Als leidlich gute Tröge zeigen sich uns auch Val d'Inferno und Valle di Salmurano, die sich bei Ornica

vereinigen. Das terrassierte Talbecken von Cusio-Santa Brigida aber, subsequent in einer W-O streichenden Störungszone, in der die Raibler-Schichten weite Verbreitung erlangen, angelegt, offenbart sich uns morphologisch als „flußbeherrschte" Mittelgebirgslandschaft. Fänden sich nicht die zahlreichen erratischen Blöcke am Transfluenzsattel von S. Ma. Maddalena und an den Dolomithängen des Pzo. di Cusio und M. Disner, sowie die mehrere Meter mächtigen, schuttbedeckten Moränenreste an der Straße Cusio — S. ta Brigida, so würde man aus der Formengebung mit gutem Recht eine diluviale Eisbedeckung für unmöglich halten. Hier kann das Eis demnach keine große Wirkung ausgeübt haben; es drängt sich uns damit das Bild eines großen, nahezu stagnierenden Eiskuchens auf, im toten Winkel zwischen Stabina- und Mora-Gletscher gelegen. Die besten Trogformen weisen im Gebiet des westl. Brembo die obere Val Mora und besonders die Val Brembo di Mezzoldo auf, doch geht dieser Formencharakter beider Täler bereits oberhalb ihrer Vereinigung bei Olmo verloren: W-SW fallende, anisische und ladinische Kalke und Dolomite geben dem unteren Brembotal bis Lenna asymmetrisch-schluchtartiges Gepräge. Soweit überhaupt ein Trogboden bestanden hat, wurde er von mächtigen, brecciös verkitteten Schuttmassen verschüttet, die weit an beiden Talflanken hinaufziehen. Trogschlüsse, durch junge Zerschneidung und dichteste Waldbedeckung nahezu unkenntlich gemacht, finden sich nur in der Valle di Salmurano, Valle Mora und Val Brembo di Mezzoldo; die einzige, ausgezeichnet ausgebildete, über 200 m hohe Konfluenzstufe erscheint an der Mündung der Valle di Tòrcola.

Erst im östlichen Brembotal können wir von einem Vorherrschen glazialer Talformen sprechen. Abgesehen von der Porphyr-Enge bei Isola di Fondra ist überall ein mehr oder weniger breiter Trogboden entwickelt, aus dem steile, oft stark unterschnittene Wände aufsteigen. Mit mehr als 100 m hohen Stufen vereinigen sich bei Branzi Valleve- und Caronatal, in über 200 m hoher Stufe hängt das Hochtal von Foppolo über dem Haupttal, und mit außerordentlich hohen Stufen münden die Hochträge von Carisole, Sambuzzo und Mte. Sasso. Ein typischer Trogschluß ist am Ende des mehrfach gestuften, östlichen Brembotales nicht vorhanden. Es löst sich vielmehr südlich des M. Aga in zahlreiche Quelltälchen auf, die als kurze Hochtröge in die breiten Karplatten eingesenkt sind.

Als schönstes Trogtal der Bergamasker S-Seite erweist sich die oberste Val Seriana. Mit breiter, moränen- und schutterfüllter Talsohle endet der Haupttrog am mehr als 400 m hohen Trogschluß oberhalb Valbondione, über den der Serio in der „Cascata" herunterschießt. Alle Nebentröge des oberen Seriotales zeigen verschieden hohe Stufenmündungen je nach der Mächtigkeit des betreffenden Seitengletschers. Als Besonderheit erscheint an der

Mündung der Valle del Goglio ein Felsvorbau im Sinne Flückigers[27]). Mehrfach gestuft, fällt hier der Nebentalboden in einer Felskaskade zum Haupttal ab, hier eine kurze Engtalstrecke erzeugend. In bezug auf die ehemaligen Eisstromverhältnisse liegt der Felsvorbau im Mündungszwickel von Goglio- und Serio-Gletscher, also im toten Winkel beider Eisströme.

Vergleichen wir kurz, ohne Einzelheiten und Spezialfragen zu berücksichtigen, die Talbilder auf der S-Seite der Bergamasker Alpen, so können wir ganz allgemein feststellen, daß der Taltrog nicht überall in der Ausbildung auftritt, wie wir sie aus der diluvialen Geschichte erwarten dürften. Es zeigt sich vielmehr eine eindeutige Abstufung in O-W-licher Richtung, indem vom westlichen Brembotal, wo fluviatile Talformen bei weitem vorherrschen, nach O zu allmählich mehr und mehr das glaziale Talbild in Erscheinung tritt und in reinster Form erst im Seriotal entwickelt ist. Zeigt sich damit auch eine auffallende Parallele zum Ansteigen des Gebirges nach O, dessen höchste Erhebungen im Bereich des obersten Seriotales gelegen sind, so scheint uns diese scheinbare Abhängigkeit der Trogbildung von der Gipfelhöhe doch keine ausreichende und befriedigende Erklärung zu sein. Sicher waren auch die diluvialen Gletscher des westlichen Brembotales mächtig genug, um trogbildende Wirkung ausüben zu können. Daß trotzdem das Talnetz so geringe Spuren glazialer Beeinflussung zeigt, läßt hier ein Problem auftauchen, das genauerer Untersuchung würdig ist. Wahrscheinlich ist es nur in größerem Zusammenhang zu lösen und dürfte eng verknüpft sein mit der Frage nach der so außerordentlich starken morphologischen Verschiedenheit zwischen der jungerosiven unteren Brembo-Talschlucht und dem breiten, verschütteten unteren Seriotal. Vielleicht sind auch im o b e r e n Brembotal Kräfte am Werke, die mit rezenter Erosionsverjüngung eine neue Eintiefungsperiode eingeleitet haben und Schuld tragen an der so merkwürdigen Verwischung der glazialen Züge im Bilde der Täler?

II. DIE HOCHREGION.

Das Auftreten von Karen ist von jeher das beste morphologische Kriterium für die Vergletscherung eines Gebirges gewesen, da sie als Formen der Hochregion allenthalben weit über den Bereich der glazialen Talformen hinausgehen und dort als letzte glaziale Formenelemente auftreten, wo das Gebirge gerade noch die eiszeitliche Schneegrenze etwas überragte. So waren auch die „Grenzkare" der Bergamasker Alpen ein wichtiges Hilfsmittel zur Feststellung dieser Grenze.

Trotz allem aber läßt sich die kausale Beziehung zwischen eiszeitlicher Schneegrenze und Karbildung nicht in der bedingungs-

losen Form verallgemeinern, wie es Flückiger[27]) jüngst getan hat. Das zeigen in unserem Gebiet Kammzüge, die sicherlich noch beträchtlich in die Ewig-Schnee-Region hineinragten und dennoch ungekart blieben. Der Satz, daß gekarte Gebirgsteile über der eiszeitlichen Schneegrenze gelegen haben, ist also keineswegs in der Weise umkehrbar, daß entsprechend ungekarte Kämme unter ihr lagen. Es müssen demnach außer der Schneegrenzhöhe noch andere Faktoren eine entscheidende Rolle bei der Karbildung gespielt haben.

Betrachten wir zunächst die orobische Hauptkette. Das Kammstück M. Legnone — M. Rotondo weist trotz einer mittleren Höhe von mehr als 2400 m nur an der N-Seite typische Karnischen auf, während an der S-Flanke nur flache, karähnliche Wannen unter dem zugeschärften Kamm vorhanden sind. Ganz ähnlich ist es noch am NW-SO streichenden Kammstück M. Rotondo — Pzo. dei Tre Signori, an dem nur die NO-exponierten Nebentälchen der Valle del Bitto di Gerola in Karböden enden, während die W-Seite kaum mehr als flach muldenförmige Karansätze aufweist. Echte Kare finden sich hier nur in NW-Exposition am Pzo. Melasc, Pzo. Varrone und Pzo. dei Tre Signori. Dieser auffallende Gegensatz zwischen N- und S-Seite der Wasserscheide macht sich noch weit nach O hin bemerkbar, schwächt sich allerdings allmählich ab: während auf der N-Seite jedes Talende einige typische Kare aufzuweisen hat, die großen Tröge sogar von einem wahren Kranz von Karen umschlossen werden, zeigt die S-Seite der Wasserscheide bis ins Quellgebiet des östlichen Brembo nur flache Hochmulden und seichte Karwannen zwischen runden, nicht zugeschärften Kammspornen. Mit wachsender Kammerhebung nach O treten schließlich auch auf der S-Seite der orobischen Kette ausgezeichnete Karformen auf. Dieses echte Kargebirge beginnt etwa am Pzo. Cadelle in der obersten Val Brembo di Foppolo und läßt sich nunmehr bis ans Ende der Hauptkette an der Valcamonica verfolgen: je höher das Gebirge, umso zahlreicher werden die Karnischen, umso vielfältiger ihr Formenreichtum.

Eine andere Abhängigkeit als die von Exposition und Gebirgshöhe läßt sich auffinden, wenn wir die weiter im S gelegenen Nebenketten und Kalkmassive durchwandern. Trotz einer Höhe von maximal mehr als 700 m über der eiszeitlichen Schneegrenze finden wir in der Grignagruppe nur ein einziges, typisch ausgebildetes Kar unmittelbar unter der Grigna sett. in NW-Exposition, sonst aber ist es trotz ausreichender Höhe infolge der „Unangreifbarkeit" der steilen Kalk-Dolomit-Wände nirgends zur Karbildung gekommen. Der gleiche Karmangel ist in dem östlich der Valsässina aufsteigenden Hauptdolomit-Massiv Corna Grande — M. Ventulosa zu erkennen: nur an der W-Seite erscheinen, an flache bis horizontale Gesteinsschichten gebunden, zwei große Kare am Zucco Barbesino und Zuccone Campelli, während sonst weder an

der überaus steilen Schichtkopfseite im N noch am Schichtflächenhang im S Karbildungen auftreten. Ebenso blieben die steilen Dolomitwände der Mennagruppe so gut wie unbeeinflußt, der mächtige Arera-Kalkstock zeigt außer einigen wenigen Karen nur karähnliche Nischen mit steilgeneigter Bodenfläche und auch der Kalkkamm zum M. Secco weist wenig typische Karnischen auf. So bleibt im wesentlichen das Bild auch in der Presolanagruppe, wo nur die verkarstete Nische des L. Polzone als echtes Kar anzusehen ist, sowie in der Camino-Bagozzagruppe, wobei es oftmals sehr zweifelhaft ist, ob die Wandnischen überhaupt auf Glazialerosion zurückzuführen sind und nicht vielmehr nur Ausbruchsnischen inter- oder postglazialer Bergstürze darstellen.

Das zwischen der gemischt kristallin-permischen Wasserscheide im N und der Kalkhochalpenregion im S gelegene Gebiet mit maximalster Ausbreitung der Perm-Konglomerate zeigt wie sonst nirgends in den Bergamasker Alpen einen so ausgeprägten Unterschied des Karreichtums zwischen N- und S-Seite, daß wir hier den Faktor Exposition als überragende Größe in Rechnung stellen müssen. Und gleichsam, um den andern Faktor Gesteinsbedingtheit sichtbar vor Augen zu führen, hat die Natur diesem besonders nordseitig gekarten Permkamm das Kalkmassiv M. Pegherolo — M. Secco gegenübergestellt, an dem wir nirgends an den steilen Dolomitwänden trotz Gipfelhöhen von ca. 2300 m eine Spur von Karbildung erkennen können.

Aus der Verteilung der Kare können wir also folgende Gesetzmäßigkeiten ablesen:

1. Die Karhäufigkeit und der Grad ihrer Ausbildung nimmt von W nach O, d. h. mit wachsender Massenerhebung zu.

2. Die Kare zeigen eine eindeutige Abhängigkeit von der Exposition, indem die N- bis O-Seiten einwandfrei den Karbildungsprozeß begünstigen, woraus die auffallende Asymmetrie großer Teile des Hauptkammes resultiert.

3. Die Kare zeigen eine klare Abhängigkeit vom Gestein und den jeweiligen Lagerungsverhältnissen. Deutlich erweist sich das Kristallin als besonders günstig für die Karbildung, denn wir finden hier noch im niedrigsten Gebiet der orobischen Wasserscheide gut ausgebildete, wenn auch verhältnismäßig seichte Karwannen, die in höheren Gebieten mit anderen Gesteinsarten fehlen. Die permischen Sandsteine und Verrucani setzten der Karbildung offenbar schon größeren Widerstand entgegen, wenn auch hier noch bei einigermaßen günstiger, d. h. nicht gerade saigerer Schichtstellung, hübsche Kare zur Entwicklung kamen. Als am wenigsten für Karbildung geeignet erweisen sich die reinen triadischen Kalke und Dolomite innerhalb der Kalkhochalpenzone. Wo nicht besonders günstige Umstände wie horizontale bis schwachgeneigte Schichtlagerung, ferner einigermaßen gute Exposition zusammenkommen,

sind trotz oft bedeutender Gipfelhöhen keine Kare, ja oft nicht einmal Ansätze dazu entwickelt worden.

Ein noch heute lebendiges Kennzeichen eiszeitlicher Vergletscherung der Hochregion sind die „grünen Meeraugen" der Bergseen, die wohl selten in den Alpen in derartiger Fülle aufzufinden sind wie gerade in den Bergamasker Alpen. Ihre Höhenlage schwankt etwa zwischen 1900 und 2400 m. Diese Höhenverhältnisse im Zusammenhang mit breiten Karterrassen, denen sie häufig eingesenkt sind und welche meist ohne deutliche Stufe unmittelbar an die Böden der großen Ursprungskare anschließen, weisen in ihrer Beständigkeit auf ausgeglichene Reliefverhältnisse hin, die sicher nicht eiszeitlich entstanden sind, sondern als reife Elemente Reste einer Altformung des Gebirges darstellen. Diese zum „Firnfeldniveau" Creutzburgs[21]) gehörigen Flächenelemente finden sich als Karplatten am Ende der nordseitigen Tröge, wo sie den oberen Trogschluß als halbkreisförmiges Band umgürten und als allmählich auskeilende Terrasse zu beiden Seiten den oberen Trog als „Schulter" einfassen, jedoch niemals mit den Trogschultern identisch sind, welche oft als deutliche Terrasse, oft aber nur als konvexer Gehängeknick (Trogkante) den unteren Trog begleiten und am Talausgang Anschluß finden an eines der oberen Terrassensysteme des Veltlin.

Im Gebiet des oberen westlichen Brembotales sind Karplatten und Firnfeldniveaus nicht oder nur ganz undeutlich entwickelt worden bzw. erhalten geblieben. Was hier rein flächenmäßig in Erscheinung tritt, sind neben den in recht konstanten Höhen von rund 2000 m gelegenen Karböden große Kammverebnungen des Voralpengebietes, welche gerade hier der Karregion des Gebirges besonders nahe kommen: Piani di Bobbio 1700—1750 m, Piani dell'Avaro 1700—1750 m, il Costone 1750—1850 m. Im östlichen Brembotal sind aber schon derartige Flächensysteme als Bestandteil der Hochregion selbst zu finden: im Gebiet der Cma. di Lemma ein altes Firnfeldniveau in ca. 1900 m, südlich des Corno Stella eine große Fläche bei der Bta. della Moia in ca. 1900—2000 m und weiter im O südlich des M. Aga zwei Terrassenflächen, die untere im Gebiet der Bte. dell'Armentarga in ca. 2100 m, die obere in ca. 2300—2400 m gelegen. Der unteren Fläche entspricht auf der Gegenseite das Niveau der Durchgangskare mit dem Pian dell' Asino, L. dei Curiosi, L. Cabianca und L. Zelto in 2000—2100 m Höhe.

In gleich guter Ausbildung findet sich eine Karplatte auf der SO-Seite des oberen Seriotroges. Sie erscheint südöstlich des großen Stausees des Lago del Barbellino unter den steilen Felswänden des Pzo. Recastello beim L. Corni Neri 2122 m und steigt nach NO, mehrfach durch kurze Seitentröge unterbrochen, bis zum Niveau des L. di Pila-Kares auf ca. 2340 m an, während ihr auf der NW-Seite wohl die Böden der großen Durchgangskare ent-

sprechen: L. di Valmorta 2147 m, L. della Malgina 2339 m sowie eine Fläche an der Valle della Cima in ca. 2380 m Höhe.

Das Bild eines in den Bergamasker Alpen tatsächlich bestehenden „Firnfeld-Niveaus" rundet sich nur ab, wenn wir in der Hochregion nördlich des Scalvetales die Karböden beachten, welche sich sämtlich in Höhen zwischen 2000 und 2300 m halten.

E. DER UNVERGLETSCHERT GEBLIEBENE GEBIRGSTEIL.

Wissenschaft und Bevölkerung haben sich daran gewöhnt, die Bergamasker Alpen in die „Orobischen Alpen" schlechthin als das Hochgebirge der mächtigen, kristallin - permischen Wasserscheide und seiner Nebenkämme (Catena Orobica) und in die Bergamasker Voralpen (Prealpi Bergamasche oder Prealpi Orobiche) aufzuteilen. Die Grenze beider Gebiete läuft etwa längs einer Linie M. Coltignone—M. Aralalta—Pzo. Arera—Pzo. della Presolana — Corna di S. Fermo. Uns fällt an dieser Grenzziehung sofort auf, daß sie nicht mit der Trennungslinie zwischen eiszeitlich vergletschertem und eiszeitlich unvergletschert gebliebenem Gebiet identisch ist. Sie liegt vielmehr sowohl nördlich der S-Grenze der Firnkämme als auch nördlich der eiszeitlichen Gletscherenden, schließt also noch Gebiete in sich ein, die in irgendeinem Teil, Tal oder Kamm, glazialen Formenschatz aufweisen. Wir müssen demnach nach anderen Kriterien suchen, welche die Einheimischen so klar Hoch- und Voralpen unterscheiden ließen.

Die Täler offenbaren uns das nicht; tief in den Gebirgskörper eingesenkt, sehen wir infolge der tiefen Lage der lombardischen Ebene schon wenig oberhalb der Talmündungen hohe Talhänge mit großer Reliefenergie, im einzelnen oft durch Terrassenleisten gegliedert. Dieser Eindruck tiefer Täler und enger Schluchten wird im vergletschert gewesenen Gebiet kaum noch wesentlich gesteigert, da hohe gerundete Schultern und niedrige Kammausläufer in den meisten Fällen den Ausblick auf das Kargebirge versperren.

Ein völlig anderes Bild aber gewinnen wir vom S-Teil des Gebirges, wenn wir aus den tiefen Tälern auf einen der höchsten Gipfel des betreffenden Gebietes steigen. Ein flachwelliges, kuppiges Bergrückenland eröffnet sich unserm Blick, ein sanftes, weiches Relief, das nichts mit den tiefen Schluchten und Tälern drunten in der Tiefe gemein zu haben, das als „reife" Landschaft über den jugendlichen Formen darunter ein Eigenleben zu führen scheint. Verstärkt wird unser Erlebnis dieser unerwartet in der Höhe auftretenden alpinen „Mittelgebirgslandschaft" noch weit mehr, wenn wir uns auf einer der runden Kuppen ins hohe Gras

legen, somit die Talfurchen vor unseren Augen verschwinden lassen. Wäre die Vegetation nicht eine so völlig andere, wir könnten meinen, auf den Hochflächen des Hohen Westerwaldes, Rothaargebirges oder der Rhön zu sein. Hier aber gibt es weder Acker noch Wald, weder saubere Dörfer noch hübsche Höfe, sondern ein weites Grasland überzieht Mulden und Kuppen, arme verwahrloste Höfe liegen wahllos hingestreut, die ein Netz von Maultierpfaden miteinander verbindet. Im S scheint sich das sich unmerklich absenkende „Mittelgebirge" in der flimmernden Poebene aufzulösen, weit im N aber erscheinen über den grünen Flächen die fahlen gezackten Formen der hohen Kalkketten und die zerkarten Grate des Hochgebirges mit hie und da aufglitzernden Firnflecken.

Ausgezeichnet ist diese Mittelgebirgslandschaft zwischen Iseosee und Cavallina-Tal erhalten geblieben, wenn auch durch rasch rückschreitende Erosion der gefällsreichen Wasserläufe bereits stark eingeengt und zerfressen. Über die dem Hochrelief angehörigen Flächenreste in den Talenden steigen nur mäßig hohe, oft fast geradlinige Bergkämme auf, die vom Kamm Buco-Brugo mit 950—1000 m südlich des Bronzone-Rhätgewölbes bald 1000—1200 Meter Höhe erreichen und von runden Kuppen und „Hügeln" überragt werden, welche noch unter 1400 m bleiben: M. Ballerino 1275, M. Gremalto 1324, M. Torrezzo 1378, M. Sicolo 1276 m. Hier, wie überall sonst in den Voralpen, erweist sich das Mittelgebirgsrelief als völlig unabhängig von Bau und Gestein, es schneidet diskordant die Gesteinsschichten ab und kappt gleichmäßig rhätischen Riffkalk, liassischen Plattenkalk, kompakten Hauptdolomit und Esinokalk, weiche rhätische Mergel und mürbe Raibler-Mergel-Sandsteine. Jenseits der Val Borlezza setzt sich das Flachrelief weiter fort, zu ihm gehört wahrscheinlich die Hochfläche von Bòssico, die sich sanft zum spitzen Kegel des M. Valtero 1459 m nach N erhebt, und weite „Piani" erscheinen an der W-Seite von M. Alto und M. Pora in 1400—1700 m Höhe, sowie jenseits der Dezzodurchbruches am M. Chigozza. Schließlich finden sich nördlich des Borno-Durchgangstroges und über dem ehemaligen Bett des Scalve-Gletschers hohe verebnete Sporne in 1700—1900 m (S. Fermo, Costone, Ballerini), die hier unmittelbar in das östliche Karbodenniveau übergehen und westlich des Dezzotales im weiten Presolana-Karst-Plateau mit 1800—2000 m Höhe ein auffallend höhengleiches Äquivalent finden.

Zwischen Cherio- und Seriotal finden wir dasselbe Mittelgebirgsrelief wieder, wenn auch hier in bezug auf die Höhe stark gedrückt; weiten „Piani" und „Prati" sind die runden Kuppen des M. Altino 1019 m, M. Altinello 995 m, M. Crocione 999 m und M. Plér 1035 m aufgesetzt, wobei ein auffallendes Gefälle der allgemeinen Oberfläche nach N gegen das noch heute problematische Becken von Leffe zu beachten ist, indem sie sich in der Becken-

umrandung auf etwa 700 m erniedrigt: M. Bò 707 m, M. Bei 699 m, M. Croce 774 m. (Vielleicht liegt auch hierin ein Beweismittel für die tektonische Entstehung des Beckens von Leffe, mit der die Schieferkohlenbildung verbunden war?) Erst nördl. des Endinesees nähern sich die Höhenverhältnisse denen östlich der Valcavallina: die Grasflächen der Monticelli 1000—1200 m „gipfeln" im M. Pizzetto 1209 m und weiter nach NO werden bald die 1300 m überschritten: M. Sparavera 1369 m, M. Barzeno 1379 m, M. Grione 1380 m, M. Paladone 1364 m, M. di Sòvere 1283 m. Mit Flächen an der S-Seite der Corna Lunga in ca. 1300 m und im Campo d'Avene ca. 1320 m zieht sich das Flachrelief auf der N-Seite des Beckens von Leffe wieder nach W und erscheint an der S-Seite von Pzo. Fòrmico-Montagnina als weite Fläche in 1400—1450 m, um sich dann sanft nach WSW über die Costa del Farno 1200—1250 zu den Flächen der Giondit und damit zum Seriotal abzusenken.

Gehen wir weiter nach W ins Voralpengebiet zwischen Serio- und Brembotal, so finden sich auch hier die gleichen schönen Niveauflächen wieder auf. Unter langsam nach N ansteigender Gipfelflur, die zwischen Albino und Zogno ca. 1100—1200 m Höhe erreicht (Canto alto 1141 m, il Costone 1196 m, M. Podone 1228 m, M. Purito 1136 m, M. Rena 1143 m), treten bald breite Flächenreste zwischen den Einzugsgebieten beider Haupttäler auf: Fläche von Selvino-Aviàtico 950—1000 m, Miràgolo-Plateau 900—1000 m, Flächen an der Cma. di Cavlera 1150—1200 m und viele andere, weniger ausgedehnte Niveauflächen. Das Flachrelief wird zwar durch den Dolomitstock des M. Alben 2019 m unterbrochen, erscheint aber wieder nördl. davon als Umrandung des terrassierten Beckens von Oltre il Colle mit dem Col di Zambla ca. 1300 m, an den Cme. di Belloro in 1300—1400 m, während wir es westl. des M. Alben oberhalb Serina bei S. Trinità 1007 m als Kammverebnung auffinden, welche sanft zum Karstplateau der Pra' Landet 1250—1300 m ansteigt und sich mit den Flächenresten östl. und nördl. des M. Alben in den weiten Plateauflächen an der Südseite der Menna-Gruppe in 1500—1600 m vereinigt. Auch hier macht das „Mittelgebirge" nicht an der Vergletscherungsgrenze Halt, sondern setzt von den Esinokalken der Menna-Gruppe über das Zungenbecken von S. Martino de'Calvi nach N ins Gebiet der Servinoschiefer und Permsandsteine über und bildet hier die Piani di Tòrcola in 1600—1800 m. Wie schon oben darauf hingewiesen, dringen die Mittelgebirgsreste sogar bis ins Kargebirge der Hauptkette vor, und es hat hier im Gebiet des oberen westlichen Brembotales den Anschein, als ob das Karbodenniveau dem „Mittelgebirge" zuzurechnen ist; denn die Fläche an der Westseite des M. Begna in 1750—1800 m, der Flachkamm des Costone 1650—1850 m, die Fläche am M. Mincucco in 1900—1950 m und weiter im SW die Piani dell'Avaro 1700—1800 m und viele andere kommen den in

ca. 2000 m Höhe liegenden Karbodenflächen recht nahe und scheinen — wie die Begna-Fläche — direkt in den Karböden ihre Fortsetzung zu finden.

Im Gebiet zwischen Brembotal und Addatal — Comersee findet sich ca. 300—400 m unter dem Albenzakamm die große, sanft nach SO absinkende Terrassenfläche von Costa-Ròncola in 1000—850 m, weiter eine auffallende Höhengleichheit der Gipfel zwischen Imagna- und Brembillatal (Corna Marcia 1033 m, M. Ubiale 973 m, Colle di S. Pietro 933 m), und weithin flach, ja fast gradlinig, erweist sich der wasserscheidende Kamm zwischen oberer Valle Imagna und dem Taleggio in der Costa di Pallio mit 1360—1425 m, nur von etwas mehr als 100 m hohen Kuppen überragt: Zuc di Valbona 1546 m und i Canti 1563 m. Dem Flachrelief scheinen sich im N weiterhin die Costa di Boldes 1300—1350 m, der Culmine di S. Pietro 1250—1300 m und der verebnete Kamm Cima Muschiada — Cma. di Redondello 1350—1400 m einzufügen, sämtlich am Ende der Valle Enna. Höhere Flächen, Flachsporne und Terrassen fallen nördl. des ausgezeichnet terrassierten Taleggio-Rhätbeckens am Corno del Brucco, Zucco d'Alben und M. Cancervo in 1550—1700 m Höhe auf, sowie östl. des Beckens von Pasturo-Barzio (Valsàssina) die Piani di Bobbio 1700—1750 m und die Karstplateauflächen östl. des Zuccone Campelli und südl. der Cma. di Piazzo in mehr als 1800 m. Sehr wahrscheinlich müssen wir auch die Verebnungsniveaus der Grigna-Gruppe in die gleiche Mittelgebirgsoberfläche einreihen: Pendulina-Plateau — Piani Resinelli — Piano Fontana in 1100—1350 m und das Flachrelief westl. oberhalb Pasturo im Gebiet der Valle dell'Acqua Fredda in 1000—1300 m Höhe.

Fassen wir nunmehr die so sehr vom vergletschert gewesenen Gebirgsteil abweichende Formenwelt der Voralpenzone samt ihren nach N ins Kargebirge vorstoßenden Anteilen zusammen, so zeichnen sich die Voralpen, abgesehen von der rein tektonisch-petrographisch bedingten Talnetzanlage und dem differenzierten Formenschatz der höheren Kalk-Dolomitschollen (Resegone, Alben etc.), durch ein charakteristisches Übereinander jugendlicher und alter Formenelemente aus: den tiefen, meist noch völlig unausgeglichenen Talfurchen mit zahlreichen Terrassenniveaus steht in der Höhe ein in großen Resten erhaltenes Mittelgebirgsrelief gegenüber, das wir als älteste uns noch überkommene Gebirgsoberfläche betrachten müssen. Der Rahmen der Arbeit erlaubte es nicht mehr, die morphogenetische Zergliederung aller besonders in den Voralpen auftretenden Abtragungssysteme im einzelnen durchzuführen und durch Verknüpfung der Systemreste miteinander sowie mit den am Alpenrand auftretenden korrelaten Schichten eine morphogenetische Synthese daraus zu entwickeln.

Immerhin mag wenigstens in bezug auf das „Mittelgebirgsniveau" mit aller Reserve etwas Abschließendes ausgesagt werden.

Danach handelt es sich hier aller Wahrscheinlichkeit nach um die aus anderen Südalpenteilen seit langem bekannte altpliozäne Gebirgsoberfläche, die aus der ersten, miozänen Abtragungsfläche nach beendeter Tektogenese der Südalpen hervorgegangen ist. Damit dürfte aus den Bergamasker Alpen ein weiterer Beitrag zur neuerdings immer nachdrücklicher betonten Anschauung geliefert werden, daß die Alpen am Beginne ihrer morphologischen Entwicklung nicht einen „Primärrumpf" im Sinne W. Pencks dargestellt haben, sondern ein kuppiges Mittelgebirge mit oft recht ansehnlichen Höhenunterschieden, das erst „durch junge Krustenbewegungen, Hebungen im Gebirge bzw. Absinken der randlichen Ebene, eine neuerliche Zerschneidung und Reliefverschärfung erfuhr, wobei das Talnetz durch Anzapfung, Ablenkung usw. seine heutige Gestalt gewann."[29]) (S. 135.) Diese Anschauung vertraten bereits in anderen Teilen der Ost- und Südalpen Sölch, Götzinger, Machatschek, Winkler, Klebelsberg, Gauß u. a., in neuester Zeit wieder Annaheim für die „Hochsysteme" des Luganese.

Vergleichen wir nunmehr das in den Bergamasker Alpen infolge der verhältnismäßig geringen Eigenvergletscherung und andererseits auf Grund der burgartigen Abgeschlossenheit des Gebirges gegenüber den zentralalpinen Eisströmen so gut erhaltene „Mittelgebirgssystem" mit anderen, am Rande der Südalpen nachgewiesenen altpliozänen Niveaus, so fallen uns bereits bei oberflächlicher Betrachtung eine beachtliche Höhengleichheit und Ähnlichkeiten in der Reliefenergie und morphologischen Einzelgestaltung mit diesen auf.

Es dürfte somit das Bergamasker Mittelgebirge aller Voraussicht nach dem altpliozänen „Hochflächensystem" Klebelsbergs[35]) in den Lessinischen Alpen ebenso zu parallelisieren sein, wie es wohl mit der zuerst von Cozzaglio[19]) [20]) in den Brescianer Alpen nachgewiesenen Pliozänlandschaft der „Altipiani", „Ripiani" und „Peneplani" als oberstem Stockwerk seiner „Topografia neogenica" identisch sein wird und welche erst jüngst wieder von Gauß[29]) als „Reste einer alten Landoberfläche", als „Mittelgebirgslandschaft" in 800—1100 m Höhe beschrieben wurde. Für die Bergamasker Alpen erwähnte schon Raßmuß 1912 in seiner geologischen Skizze über die Val Adrara[67]) eine „sanftwellige Landschaft" zwischen Iseosee und Valcavallina in 1000—1200 m, der er pliozänes Alter zuwies, und Annaheim[5]) konnte neuerdings im Luganersee-Gebiet diese oberste Flächeneinheit in seinen „Hochsystemen 1—3" nachweisen, denen er dort früh-altpliozänes, evtl. sogar mio-pliozänes Alter zuschrieb.

Hatte auch Klebelsberg 1922[36]) das Firnfeldniveau Creutzburgs[21]) als gleichaltrig mit den alt- bis mittelmiozänen Kalkhochflächen der östlichen Ostalpen erklärt, so scheint sich hier in den Bergamaskern eher die Auffassung Annaheims zu bewahrheiten, daß auch das Firnfeldniveau dem altpliozänen Mittelgebirgsrelief

angehören dürfte, denn, wie schon oben beim kurzen Überblick über die bestehenden Hochflächen angedeutet, lassen sich im obersten westlichen Brembotal die nördlichsten Flächenreste der Voralpen anscheinend mühelos mit dem Karbodenniveau verknüpfen, und auch die Piani di Bobbio an der Westseite des Zuccone Campelli, das breite Karstplateau der Presolana und der Piano del Ballerino westl. des Pzo. Camino gehen ohne jede Stufe unmittelbar in die angrenzenden Böden der Ursprungskare und damit ins Firnfeldniveau über.

Wie weit die oben aufgestellten Behauptungen über das Vorhandensein einer großen, noch gut erhaltenen altpliozänen Mittelgebirgsoberfläche in den Bergamasker Alpen tatsächlich den wirklichen Verhältnissen entsprechen, kann jedoch nur eine spezielle morphologische Durcharbeitung sicherstellen. Den Untersuchungen dürfte hier besonders zuhilfe kommen, daß zwei ausgezeichnet beschriebene Vorkommen mittelpliozäner, mariner Tone seit langem bekannt sind (Almenno und Nese)[13]) [41]) [78]), dem sich nach mündlicher Mitteilung von Prof. Caffi in Bergamo ein neuester Fund bei Torre dei Ròveri an die Seite stellt, so daß sich durch Verknüpfung von Systemresten mit diesen korrelaten Schichten ein im Alter einwandfrei sichergestelltes Eintiefungssystem auffinden lassen müßte, wodurch dann auch die Altersstellung höherer und tieferer Flächenreste vergleichsweise ermittelt werden könnte. Alle nur möglichen günstigen Momente scheinen für diese Arbeiten in den Bergamasker Alpen gegeben zu sein, denn eine annähernde Höhengleichheit der Mittelpliozänfunde weist auf eine kaum differenzierte Hebung des Alpensaumes nach der Regression des mittelpliozänen Golfmeeres hin.

Literaturverzeichnis.

1. Alebardi, A.: Sulli Alpi Bergamasche. Bergamo 1895.
2. Alessandri, G. de: Il gruppo del M. Misma Atti Soc. Ital. Sc. nat Milano 1903.
3. Amighetti, A.. Osservazioni geologiche sul terreno glaciale dei dintorni di Lòvere. Atti Soc. Ital. Sc. nat. 31, 1888.
4. Amsler, M.: Flore interglaciaire de Piànico. In: Compte Rendu des travaux de la Soc. Helv. de Sc. nat., réuni à Thusis 1900. Genève 1900.
5. Annaheim, H.· Die Landschaftsformen des Luganerseegebietes. Geogr. Abhdlgn. H. 8, 1936.
6. Baltzer, A. und Fischer, Ed.: Fossile Pflanzen vom Comersee. Mitt. d. Naturf. Ges. in Bern, 1890.
7. Baltzer, A.: Beiträge zur Kenntnis der interglazialen Ablagerungen. N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal. 1896, I, 3.
8. Baltzer, A.: Zur Entstehung des Iseo- und Comerseebeckens. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1902.
9. Baltzer, A.: Die in der Nähe des Iseosees Oberitaliens vorkommenden Blättermergel von Piànico-Sèllere. Eclog. geol. Helv. XII, 1912.
10. Beck, P.: Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Eclog. geol. Helv. XXVI, 1933.
11. Buning, W. L.: De Geologie van den Cimone di Margno en den M. di Muggio. Leidsche Geol. Med. 4, 1931/32.
12. Cacciamali, G. B.: Morfogenesi delle Prealpi Lombarde. Brescia 1930.
13. Caffi, E.: Cronologia geologica delle valli Bergamasche. Bergamo 1922, Edizione del C. A. I. Sez. di Bergamo.
14. Caffi, E.: Nuove osservazioni sul bacino di Leffe in Val Gandino. Boll. Soc. Geol. Ital. LII, 1933.
15. Caffi, E.: Il bacino lignitifero della Val Gandino. Erschienen in der Wochenschrift „La Val Gandino", Gandino 1934.
16. Corti, B.: Di alcuni depositi quaternari di Lombardia. Atti Soc. Ital. Sc. nat. XXXV. 1895.
17. Cosijn, J.: De Geologie van de Valli di Olmo al Brembo. Leidsche Geol. Med. II, 1928.
18. Cozzaglio, A.: Studi di geologia continentale sui laghi di Garda e di Iseo. Com. di Ateneo di Brescia 1900 (02).
19. Cozzaglio, A.: Sulla origine neogenica della Val Trompia e della Val. Camonica. Ebd. 1916.
20. Cozzaglio, A.: Topografia neogenica e topografia preglaciale in alcune regioni bresciane e trentine. Atti della Acad. Roveretana degli Agiati IV, 6, 1923.
21. Creutzburg, N.: Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalpine Formenstudien II, 1, Berlin 1921.
22. Crommelin, R. D.: La Géologie de la Valsàssina et de la région adjacente au nord. Leidsche Geol. Med. 4, 1931/32.
23. Dozy, J. J.: Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. Diss. Leiden 1935.
24. Dozy, J. J. und Timmermans, P. D.: Erläuterungen zur geologischen Karte der zentralen Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Med. VII, 1935.
25. Elenco dei Ghiacciai Italiani: Monografia statistica del Generale Carlo Porro. Redatta secondo il programma e sotto gli auspici del Com. Glaciol. Ital. Parma 1925.

Ministero dei Lavori publici. Servizio Idrografico, Ufficio Idrogr. del Po, Parma.

26. Fels, E.: Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. P. M. 1929, Erg.-H. 202.
27. Flückiger, O.: Glaziale Felsformen. P. M. 1933, Erg.-H. 218.
28. Gams, H.: Das Alter der Höttinger Breccienflora und anderer interglazialer Floren und Faunen der Alpen. Z. f. Gletscherkde. 22, 1935.
29. Gauß, P.: Die Brescianer Alpen. Eine landeskundliche Skizze. G. Z. 1928.
30. Gümbel, C. W.: Ein geognostischer Streifzug durch die Bergamasker Alpen. Mitt. a. d. Alpen VI, Sbb. d. Math. Phys. Kl. d. K. Bayr. Akad d. Wiss. Bd. 10, München 1880.
31. Heß, H.: Die Gletscher (bes. der Oglio gletscher). Braunschweig 1904.
32. Hofsteenge, G. L.: La Géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino. Leidsche Geol. Med. DI 3, 1928.
33. Jegerlehner, I.: Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Gerlands Beitr. z. Geophysik, Bd. V, H. 3, Leipzig 1902.
34. Jong, I. W.: Zur Geologie der Bergamasker Alpen nördl. der Val Stabina. Leidsche Geol. Med. III, 1928.
35. Klebelsberg, R.: Zur Morphologie der Lessiner Alpen. Ostalp. Formenstudien III, 1. 1921.
36. Klebelsberg, R.: Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verh. d. geol. Bundesanst. Wien 1922.
37. Klebelsberg, R.: Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten: I. Rückzugstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern. Ztr. d. Dt. Geol. Ges. 79, 1927.
38. Klebelsberg, R.: Geologie von Tirol. Berlin 1935.
39. Klompé, Th. H. F.: Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. Diss. Leiden 1929.
40. Krebs, N.: Die Ostalpen und das heutige Österreich. Stuttgart 1928.
41. Kronecker, W.: Die Geologie des Albenzagebirges und seiner Vorbergzone. Berlin 1913.
42. Levy, Fr.: Die eiszeitliche Vergletscherung der Südalpen zwischen Dora Riparia und Etsch. Z. f. Gletscherkde. 9, 1914/15.
43. Leyden (Levy), Fr.: Die Schieferkohlen von Leffe. Ebd. XXIII, H. 4/5, 1935.
44. Maffei, L.: Contributo allo studio della flora fossile del deposito lacustre de Piànico. Atti Ist. Bot. Pavia Ser. 3, I. Milano 1924.
45. Moebus, B.: Beiträge zur Kenntnis des Oglio gletschers. Bern 1901.
46. Mojsisovics, E. v.: Die alten Gletscher der Südalpen. Mitt. d. Dt.Oe.A.V. I, 1863.
47. Mortillet, G. de: Carte des anciens glaciers du versant Italien des Alpes. Atti Soc. Ital. Sc. nat. III, 1861.
48. Nangeroni, L. G.: Colate di pietre, grotte e laghi subglaciali. Natura, Milano 1929.
49. Nangeroni, L. G.: Geomorfologia della Valle del T. Dezzo. Natura 22. Milano 1931.
50. Nangeroni, L. G.: Il glacialismo attuale nelle Prealpi Orobiche. Boll. del Comm. glaciol. ital. 12, 1932.
51. Omboni, G.: I ghiacciai antichi e il terreno erratico di Lombardia. Milano 1861.
52. Patrini, P.: Morene stadiali del versante settentrionale delle Alpi Orobiche. Natura VII, 1915/16.
53. Patrini, P.: Del deposito lacustre di Piànico presso Lòvere. Natura XII, 1921.
54. Patrini, P.: Nuove notizie sul bacino lignitifero di Leffe. Giorn. di Geol. pratica (hrsg. v. M. Gortani) XVII, 1922.
55. Patrini, P.: I laghi delle Alpi Orobiche. La Geografia 1—2, Novarra 1927.
56. Penck-Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, III. Leipzig 1909.
57. Philippi,E .: Aufbau der Schichtenfolge im Grignagebirge. Z. d. Dt. Geol. Ges. 1895.

58. Philippi, E.: Geologie der Umgebung von Lecco und des Resegone-Massivs. Z. d. Geol. Ges. 1897.
59. Poro, C.: Das Gebirge zwischen Como- und Iseosee. In: Tornquist's Geol. Führer durch Oberitalien. I, Berlin 1902.
60. Porro, C.: Alpi Bergamasche. Note illustrative della Carta Geologica e delle Sezioni (mit Karte 1 : 100 000). Milano 1911.
61. Porro, C.: Dal Pizzo dei Tre Signori al M. Ponteranica. (Alpi Bergamasche-Valtellinesi). Mem. del R. Ist. Lom. di Sc. e. Lett. Vol. XXII, XIII della Serie III, Milano 1933.
62. Portis, A.: De alcune specie di mammiferi del Pliocene superiore dell' età del deposito lignitico di Leffe. Boll. Soc. Geol. Ital. XVII, 1898.
63. Purtscheller: Die Bergamasker Alpen. Z. d. Schweizer. Alpin. Clubs, 1896.
64. Raßmuß: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza. Geol. Pal. Abhdlgn. von Koken, Jena 1912.
65. Raßmuß: Zur Geologie der Val Adrara. Z. d. Geol. Ges. 64. Monatsber., 1912.
66. Ricci, L.: Ricerche sul lago di Capo Lago (Moro) in Valcamonica. Tip. Ricci; Firenze 1906.
67. Ricci, L.: Prime osservazioni fisiche sul Ghiacciaio del Trobbio. Riv. Geogr. Ital. Firenze 1911. V.
68. Ricci, L.: I tipi di ghiacciai delle Alpi Orobiche. Atti VIII. Congr. Geogr. Ital. Firenze 1921. II.
69. Ricci, L.: Osservazioni geografiche sulla catena orobica. Universo, Firenze 1922, III.
70. Ryß, W.: Über Interglazialfloren und Interglazialklimate, m. bes. Berücksichtigung der Pflanzenreste von Gondiswil-Zell und Piànico-Sèllere. Zürich. Schröter-Festschrift 1925.
71. Sacco, F.: Gli anfiteatri morenici del Lago di Como. Annali d. R. Ac. d'Agric. di Torino XXXVI, 1893.
72. Sacco, F.: Il glacialismo nelle Alpi Italiane. Publ. Nr. 10 (Vol. 7) del Ministero dei Lavori Publici, serv. idrog. del Po; Roma 1932.
73. Salmojraghi: Formazioni interglaciali allo sbocco di Val Borlezza nel Lago d'Iseo. Rendiconti R. Ist. Lomb. XXX, 1897.
74. Sendtner, G. und Gümbel, C. W.: Aus den Bergamasker Alpen. Z. d. A.V. 1879.
75. Stehlin: Die Säugetierfauna von Leffe. Eclog. geol. Helv. XXIII, 1930.
76. Steiniger, H.: Eine Wanderung durch die Bergamasker Alpen. Z. d. Dt. Oe. A. V. 1897.
77. Stoppani: L'Era neozoica. In: Geologia d'Italia, II, Milano 1880.
78. Stoppani: Corso di Geologia. 3. Ediz. Vol. II, 1903.
79. Taramelli, T.: Dei giacimenti pliocenici nei dintorni di Almenno. Rend. Ist. Lomb. di Sc. XXVIII, 1895.
80. Taramelli, T.: Sul Deposito lignitico di Leffe. Boll. Soc. Geol. Ital. XVII, 1898.
81. Taramelli, T.: I tre laghi. Milano 1903.
82. Taramelli, T.: L'Epoca glaciale in Italia. Atti Soc. Ital. Progr. delle scienze, IV. Riunione, Napoli 1910.
83. Tromp, S. W.: La Géologie du Valle del Bitto et la tectonique des Alpes lombardes. Leidsche Geol. Med. 4, 1931/32.
84. Trümpy, E.: Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee. Eclog. geol. Helv. 23. 1930, Nr. 2.
85. Volta, L.: Il regine dei laghi Maggiore, di Lugano e di Como . . . in rapporto alla determinazione del contributo glaciale. Boll. Com. glac. ital. 1921.
86. Waldbaur, H.· Hängetäler im Oberengadin und Bergell. Ostalp. Formenstudien II, 2. 1922.
87. Wennekers, J. H. L.: De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole. Leidsche Geol. Med. III, 1928—30.

88. Wilmer, Fr.: Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Adda-Gletschers. Bern 1904.
89. Bolletino Mensile del Club Alpino Italiano. Sez. di Bergamo, Jgg. 1920 bis 1922.

Karten.

1. Grande Carta topografica del Regno d'Italia 1 : 100 000.
Fol.: 17, 18, 19, 32, 33, 34, 45, 46, 47.
Soweit erschienen: Zugehörige Quadranti 1 : 50 000 und Tavolette 1 : 25 000.
2. Benecke, E. W.: Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Grignagebirges. N. Jb. f. Min. etc. Bd. 1, 81, 1884.
3. Porro, C.: Anfiteati morenici del Lago di Como. Ann. R. Accad, d'Agric. di Torino 36, 1893.
4. Porro, C.: Apparato morenico del Lago Iseo. Ebd. 37, 1894.
5. Porro, C.: Carta geologica delle Alpi Bergamasche 1 : 100 000. Milano 1903.
6. Taramelli, T.: Carta geologica della Lombardia con spiegazione. Milano 1890.
7. Varisco, A.: Carta geologica della provincia di Bergamo, con note illustrative. Bergamo 1881.

Außerdem:

Geologische Spezialkartierungen innerhalb der Leidener Dissertationen und geologischen Aufsätze (s. Literaturverzeichnis).

LEBENSLAUF.

Als Sohn des Kaufmanns Max Haupt und seiner Ehefrau Toni geb. Hillig wurde ich, Heinz Otto Haupt, am 15. Februar 1912 zu Berlin geboren.

Meine Schulausbildung genoß ich in Berlin und bestand Ostern 1931 am Grunewald-Gymnasium (Oberreal-Abteilung) die Reifeprüfung. Mit dem Sommersemester 1931 begann mein zehnsemestriges Studium. Davon entfielen 9 Semester auf die Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin und 1 Semester auf die Leopold - Franzens - Universität zu Innsbruck (SS 1933). Für 2 Semester (WS 1934/35, SS 1935) unterbrach ich die Studienzeit und diente während dieser Zeit als Freiwilliger bei der 14./I. R. 29 in Crossen a/O. Am 5. Mai 1937 bestand ich an der Berliner Universität die mündliche Doktorprüfung.

Ich studierte Geographie, Geologie, Mineralogie und Meteorologie. Meine Lehrer waren die Herren Professoren: Belowski, Defant, v. Ficker, Johnsen, Krebs, Louis, Penck, Quenstedt, Rühl, Solger, Stille und Troll in Berlin; Gams, Hradil, v. Klebelsberg, Metz und Wopfner in Innsbruck.

1. Die rezenten Gletscher

(Nach eigenen Beobachtungen sowie Mitteil. von Ricci u. Nangeroni;

Lfd. Nr.	Name	Exposition	Höhe (in m) A des höchsten Punktes d. Gletschers	B des tiefsten Punktes d. Gletschers	C der höchsten Erhebung	D der orogr. Schneegrenze [½ (B+C)]	Länge m	Größte Breite m
1	Pizzo del Diavolo (Tenda)	NNO	2750	2481	2914	2697	375	275
2	oberer Redorta	SW	2900	2588	3037	2812	250	250
3	unterer Redorta	W	2850	2432	3037	2734	625	300
4	Secreti	W	2736	2500	2985	2742	475	200
5	Val Morta	NO	2600	2455	3052	2753	375	250
6	Coca	NO	2600	2325	3052	2688	500	250
7	Malgina	O	2610	2525	2926	2720	200	500
8	Costone	NW	2750	2618	2834	2726	300	375
9	Trobbio	NNW	2750	2439	2883	2661	1125	1100
10	Recastello	NNW	2580	2500	2888	2694	275	225
11	Aga	N	2500	2300	2720	2510	250	100
12	Poddavista	NW	2369	2150	2914	2532	450	175
13	Omo-W	WNW	2242	2125	2773	2439	210	300
14	Omo-NW	WNW	2317	2250	2623	2441	200	150
15	Salto	N	2103	2050	2665	2357	325	250
16	Soliva	N	2525	2325	2710	2517	500	200
17	Medasc	N	2475	2375	2647	2511	300	250
18	Brunona	NW	2575	2460	2728	2594	325	100
19	Scais	NW	2900	2218	3039	2628	1750	400
20	Pórola	NW	2900	2258	3039	2648	1475	325
21	Val Freggia*	N	2650	2500	2831	2665	300	250
22	Pzo. Rodes*	N	2740	2655	2831	2743	350	250
23	Val Bocardi*	N	2560	2430	2687	2558	350	150
24	Pioda	N	2700	2450	2979	2714	500	125
25	Lupo	N	2750	2286	2981	2633	975	450
26	Dente di Coca	N	2250	2153	2926	2539	250	100
27	Marovín	N	2451	1950	3052	2501	925	300
28	Val Sena	NW	2346	2300	2756	2528	200	100
29	Fascére	NW	2600	2225	2868	2546	700	200
30	Druet	NW	2700	2400	2913	2656	675	200
31	Cagamei I	N	2800	2475	2913	2694	750	325
32	Cagamei II	N	2500	2375	2782	2578	450	200
33	Cagamei III	N	2800	2305	2926	2615	750	450
34	Cagamei IV	N	2600	2300	2926	2678	500	300
35	Bondone	N	2650	2435	2838	2636	850	400
36	Caronella I	N	2500	2320	2797	2558	250	125
37	Caronella II	N	2400	2210	2848	2529	200	125
38	Caronella III	N	2600	2300	2911	2605	600	150
39	Torena	NO	2650	2400	2911	2655	250	175
					2875 Mittel der höchsten Erhebungen	2617 Mittel der orogr. Schneegr.		

* von Nangeroni übernommen)

Fläche qkm	Vorwiegende Speisung	Gletscher-Typ	Rückschrittswerte in m * 1929-30 (12.5 Monate)	1930-31 (11 Monate	1929-31 (23.5 Monate)	Entwässerungs-System: Adda Entwässerungs-Ader		
0.096	Lawinen	Wandnische				T. Salto	T. Nero	F. Serio
0.043	direkt	Hangfläche				T. Lazzaro		
0.106	Lawinen	Kar				T. Lazzaro		
0.100	direkt	Kar				T. Secreti		
0.062	direkt	Kar				T. Valmorti		
0.080	Lawinen	Wandnische				T. Valmorti		
0.098	Lawinen	Kar			— 1	T. Malgina		
0.090	direkt	Firnfeld				T. del Lago		
0.758	direkt	Firnfeld			— 66	T. del Trobbio		
0.052	Lawinen	Wandnische				T. del Recastello		
0.029	Lawinen	Kar				T. di Ambria		F. Adda
0.042	Lawinen	Wandnische				T. di Ambria		
0.044	Lawinen	Kar				T. di Ambria		
0.023	Lawinen	Kar				T. di Ambria		
0.048	Lawinen	Kar				T. di Val du Videl	T. di Agneda	
0.100	gemischt	Kar				T. Caronno		
0.058	Lawinen	Kar		— 6		T. Caronno	T. Venina	
0.028	Lawinen	Kar				T. Caronno		
0.478	direkt	Hochtrog		—12		T. Caronno		
0.320	direkt	Hochtrog		— 9		T. Caronno		
0.035	Lawinen	Kar				T. di Val Freggia	T.Serio	
0.054	direkt	Hangfläche	—11	— 4	—15	T. di Val Bocardi		
0.035	Lawinen	Hochtrog	—11	— 3	—14	T. di Val Bocardi		
0.059	Lawinen	Hochtrog				T. Armisa		
0.359	direkt	Hochtrog	— 5			T. Armisa		
0.020	Lawinen	Hangfläche				T. Armisa		
0.226	direkt	Hochtrog	—25	— 5	— 30	T. Armisa		
0.023	Lawinen	Kar				T. Armisa		
0.098	Lawinen	Hochtrog	— 9	— 2	— 11	T. Armisa		
0.098	direkt	Hochtrog	— 6	— 3	— 9	T. Armisa		
0.159	direkt	Hochtrog				T. Malgina		
0.078	Lawinen	Kar	— 7	— 3	— 10	T. Malgina		
0.263	direkt	Hochtrog	—15	— 5	— 20	T. Malgina		
0.159	Lawinen	Kar				T. Malgina		
0.278	direkt	Hochtrog			—110	T. Bondone		
0.039	Lawinen	Kar				T. Caronella		
0.035	Lawinen	Wandnische				T. Caronella		
0.080	Lawinen	Hochtrog				T. Caronella		
0.035	Lawinen	Kar				T. Belviso		

4.788
Gesamtfläche

2. Geschiebe-Höchstgrenzen

(* wahrscheinlich Riß)

I. Adda-Gletscher

Aprica-Paß	2200	(Penck)
Pta. Campione (Valle Venina)	2050	
Pzo. Cidocchio (Valcervio)	1950	
Cma. della Zocca (Valle di Tàrtano)	1900	
Pzo. Berro (Valle del Bitto)	1750	
M. Legnoncino	1550	(Wilmer)
M. di Muggio (W-Seite)	1400	(Wilmer)
Alpe Ortighera (Muggio-NO-Seite)	1200	(Buning)
M. S. Defendente	> 1325	
Pso. di Cainallo (Valle di Esino)	1300	(Trümpy)
Forcola di Calivazzo (Valle di Esino)	1250	
M. S. Primo	1250	(Wilmer)
Zw. la Tagliata u. Cma. di Pianca	1247	(Philippi)
Alpe della Cetra (Valle Meria)	> 1100	
Corni di Canzo (N-Seite)	1100	(Rassmuss)
Valmadrera	1100	(Rassmuss)
la Moja-Prato della Nave (Pendulina)	1100	(Trümpy)
M. Barro (N-Seite)	850*	(Rassmuss)
Sormano (Valeria)	890	(Corti)
M. Cornizzolo (S-Seite)	700	(Rassmuss)
M. Barraghino	700	(Corti)
M. Orcera	700	(Corti)
M. Panigàa	700	(Bonarelli)
Costa (Valle della Còmera)	800*	(Philippi)
Lecco (Moränenterrasse)	700	(Philippi)
Carenno	620	
Sopracòrnola	600	
Col Scarlasc	500	(Wilmer)
Torre de' Busi	550	(Wilmer)
M. dei Frati (S-Seite)	425	(Wilmer)

II. Valsàssina-Diffluenzzunge

Stalle la Piazza (östl. Taceno)	1150	
Alpe Morso Basso	> 900	(Buning)
Valle Piana (östl. Introbio)	1000	
Oneta-Cornisella (westl. Pasturo)	1000	
Concenedo	950	(Penck)
Weg Maggio—Culmine di S. Pietro	> 850	
S. Balisio (südl. Pasturo)	750	

III. Oglio-Gletscher

Piz Tri	2100	
Pzo. Garzeto	1800	
M. Mignone	1700	(Moebus)
Giovetto di Palline	> 1294	
Corno Torrosella	1400	(Moebus)
M. Pora	1400	(Moebus)
Dosso Pedona	1250	(Moebus)
M. Valtero	1250	(Baltzer)
M. Guglielmo	1210	(Baltzer)
M. Aguina	1200	(Moebus)

Zw. Corna Trenta Passi u. Corni Capreni	1150	(Moebus)
Coletto-Paß (Valle di Fonteno)	1000	
S. Trinità ob. Parzanica	800	(Moebus)
C. Giogo (NO-Seite d. M. Bronzone)	750	(Moebus)
Forcella (nördl. Sàrnico)	600*	(Moebus)
ob. Iseo	700	(Baltzer)
S. Onofrio (so. Paràtico)	300	(Moebus)

IV. Valcavallina-Diffluenzzunge

Ranzanìco	800	
Bianzano	700	
zw. Bianzano u. Trate	630	(de Alessandri)
C. Pra di Pieve (südl. Mologno)	450	(de Alessandri)
Grone	385	

V. Scalve-Gletscher

i Colli	2000	
M. Gaffione	1900	
Ròccoli (östl. Azzone)	1450	
Costa di Valnotte	1450	
Giogo della Presolana	> 1300	
Giogo di Vareno	1370	

VI. Serio-Gletscher

westl. ob. Grabiasca	1500	
Roccolo (nw. Gromo)	1400	
Bani (Valle Acqualina)	900	
Nasolino	750	
Mad.na di Senda	> 650*	
Parrè	650*	
Premolo	600*	
Gorno (Valle Riso)	> 500*	(Taramelli)
Colle Crosio	712*	
nördl. Cristo (no. Clusone)	700*	
Taràngolo (s. Clusone)	680*	(Boll. del C. A. I.)

VII. Brembo-Gletscher

a) West-Zweig

Pso. Dudello	1350	
S. Ma. Maddalena (w.Cusio)	> 1300	
M. Disner (SO-Seite)	1200	
la Forcella (no. Piazzolo)	> 1200	
Corno Grosso (N-Seite)	1000	
ob. Mulera	> 600	(Levy)

b) Ost-Zweig

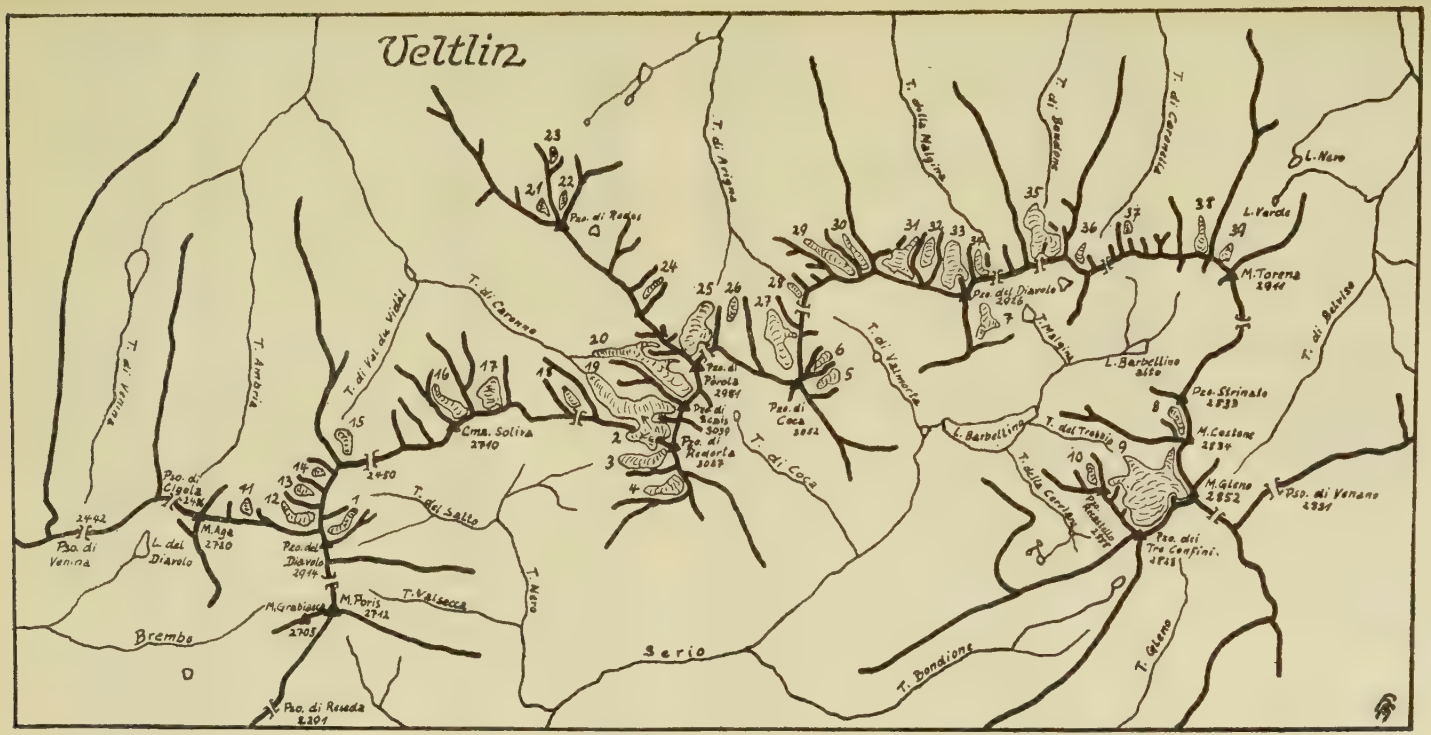
Casera di M. Colle (w. Branzi)	1600	
Pzo. Vacca	1600	
Pso. del Vendöl (nw. Roncobello)	1120	
Mojo di Calvi	700	
ob. Scalvino	550*	
la Goggia	500*	

3. Rückzugs-Moränen in den Bergamasker Alpen

(Nach eigenen Beobachtungen sowie Mitteilungen von Dozy, Nangeroni, Patrini u. Timmermans; ? Fragliche Vorkommen)

Tal	Ort	a Höhe d. Moräne m	b Höchster Gipfel m	c $\left(\frac{a+b}{2}\right)$ Eiszeitliche Schneegr. (m)	d Heutige Schneegr. (m)	e (d-c) Depress. m	Stadium des Rückzuges
Valle del Bitto (Albar.)	Dosso Chierico ?	1230	2431	1830	> 2700	870	Bühl
Valle del Bitto (Gerola)	Fenile	1245	2378	1812	„	888	Bühl
„	Lago Zancone	1820	2351	2085	„	615	Gschnitz I
Valle di Tàrtano	Sella di Campo ?	1051	2483	1767	„	933	Bühl
„	Càneva (östl. ob. Tàrtano) ?	1404	2483	1943	„	757	Campovecchio
„	Laghi di Porcile	2040	2483	2261	„	439	Gschnitz III
Valmadre	Mündung der Valle Vitalengo ?	1380	2521	1950	„	750	Campovecchio
Valcervio	Bta. Serra	1490	2620	2055	„	645	Gschnitz I
„	oberhalb Pèssoli	1900	2620	2260	„	440	Gschnitz III
„	Corno Stella-NW-Kar	2200	2620	2410	„	290	Daun
Valle del Livrio	Laghi di Publino	2120	2663	2391	„	309	Daun
„	nördl. Pso. di Publino	2100	2620	2360	„	340	Daun
Valle di Venina	Cigola-W-Kar	2250	2632	2441	„	259	Daun
„	Masoni-NO-Kar	2250	2663	2456	„	244	Daun
„	Casera	2017	2663	2340	„	360	Gschnitz III
„	Lago di Venina ?	1784	2663	2223	„	477	Gschnitz II
„	S. Bartolomeo	944	2663	1803	„	897	Bühl
Valle di Ambria	oberh. Bte. Dossello	1600	2914	2277	„	423	Gschnitz III
„	westl. Bta. Cigola	2275	2632	2453	„	247	Daun
Val du Vidèl	Cornascio	1600	2710	2150	„	550	Gschnitz I

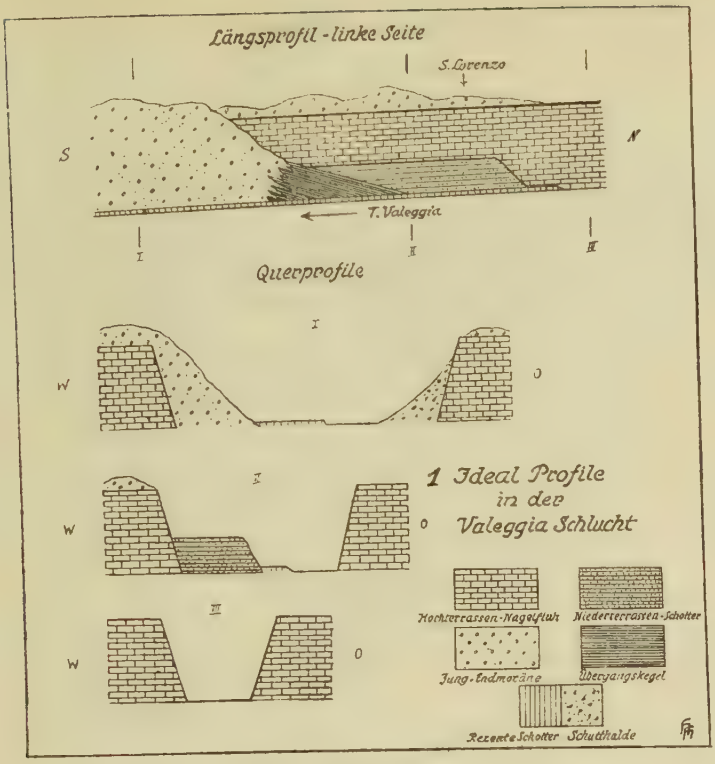
Valle di Caronno	Bta. Caronno	1630	3037	2333	„	367	Gschnitz III
„	vor dem Scais-Gletscher	2150	3039	2595	„	105	Eggessen
Valle di Arigna	nördl. Pzo. di Rodes ?	1470	2831	2150	2750	600	Gschnitz I
„	Forni	1299	3052	2175	„	575	Gschnitz I
„	vor dem Marovìn-Gletscher	1560	3052	2306	„	444	Gschnitz III
„	nordwestl. des Fascère-Gletschers	1900	2913	2406	„	344	Daun
„	Biolco-NO-Kar	2100	2800	2450	„	300	Daun
Valle di Caronella	Pra' di Gianni	1343	2911	2127	2800	673	Gschnitz I
„	Malga Caronella	1854	2911	2382	„	418	Gschnitz III
Valle di Belviso	Bte. di Belviso	1250	2852	2051	„	749	Campovecchio
„	Lago Nero-Laghetto	2040	2911	2475	„	325	Daun
Valle di Campovecchio	Campovecchio	1320	2753	2036	„	764	Campovecchio
„	ob. Malga Culvegla	2000	2743	2371	„	429	Gschnitz III
Val Varrone	Forno-Alpe Casarca	1164	2462	1813	2750	937	Bühl
Val Brembana	Sponda (Brembo di Foppolo)	1370	2376	1873	2825	952	Bühl
„	Lago di Vle. Sambuzzo	2050	2663	2356	„	469	Gschnitz II
„	südl. Lago Val dei Frati	1950	2550	2250	2800	550	Gschnitz I
„	nördl. Lago dei Curiosi	1975	2538	2256	„	544	Gschnitz II
„	östl. Lago Cabianca	2150	2601	2375	„	425	Gschnitz III
„	nördl. Bta. dell' Armentarga	2250	2720	2485	2825	340	Daun
Val Seriana	Bta. di Coca	1951	3052	2500	„	325	Daun
„	Pianliver-Grumetti ?	950	3052	2000	2850	850	Bühl
„	Lago Barbellino	2130	2911	2520	„	330	Daun
Val di Scalve	unterhalb Azzone	900	2852	1876	„	974	Schlern
„	Lago di Campelli	1685	2409	2047	2800	753	Campovecchio
„	Malga Epolo	1553	2492	2022	„	772	Campovecchio
„	Malga alta Negrino	1850	2492	2171	„	629	Gschnitz I
„	Lago di Valle Asinina	2135	2473	2304	2850	546	Gschnitz II



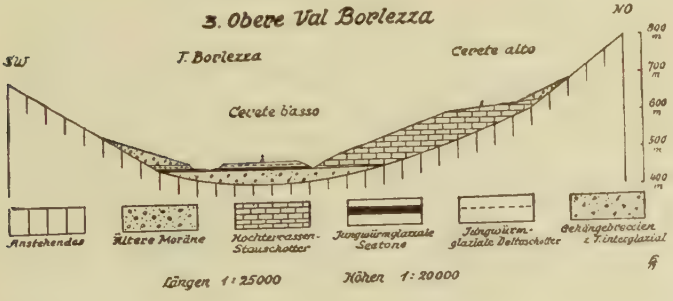
Die heutige Vergletscherung der Bergamasker Alpen

(Gletscher 1–39; Namen: s. Tabelle)

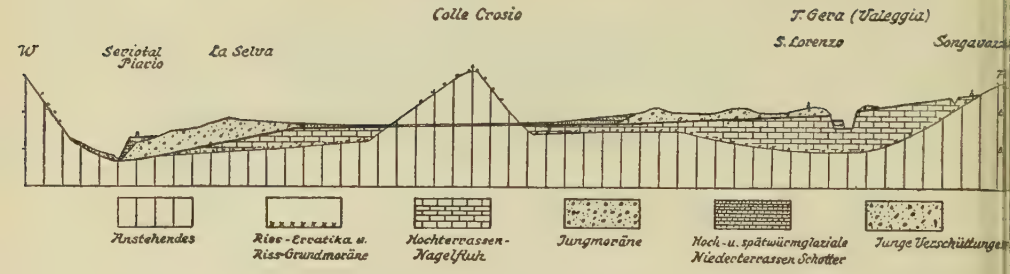
1 : 125 000


Längsprofil - linke Seite
S. Lorenzo
S
N
T. Valeggia
I
II
III
Querprofile
I
W
O
II
W
O
III
W
O
1 Ideal Profile in der Valeggia Schlucht
Hochterrassen-Nagelfluh
Niederterrassen-Schotter
Jung-Endmoräne
Übergangskegel
Rezente Schotter
Schutthalde

2. Untere Val Gera
NW
SO
T. Gera
Anstehendes
Hochterrassen-Nagelfluh
Niederterrassen-Schotter
Rezente Fluss-Schotter
Gehängebreccien z. T. interglazial
Längen 1:25000
Höhen 1:20000

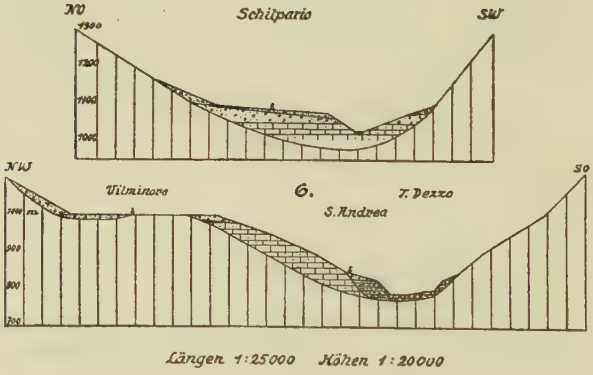

3. Obere Val Borlezza
NO
SW
T. Borlezza
Cevete alto
Cevete basso
800 m
700 m
600 m
500 m
400 m
Anstehendes
Ältere Moräne
Hochterrassen-Stauschotter
Jungwürmglaziale Seetone
Jungwürm-glaziale Deltaschotter
Gehängebreccien z. T. interglazial
Längen 1:25000
Höhen 1:20000

4. Das Becken von Clusone



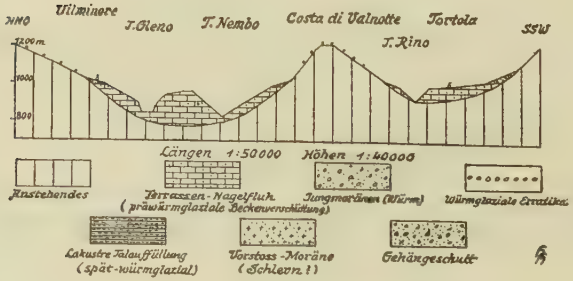
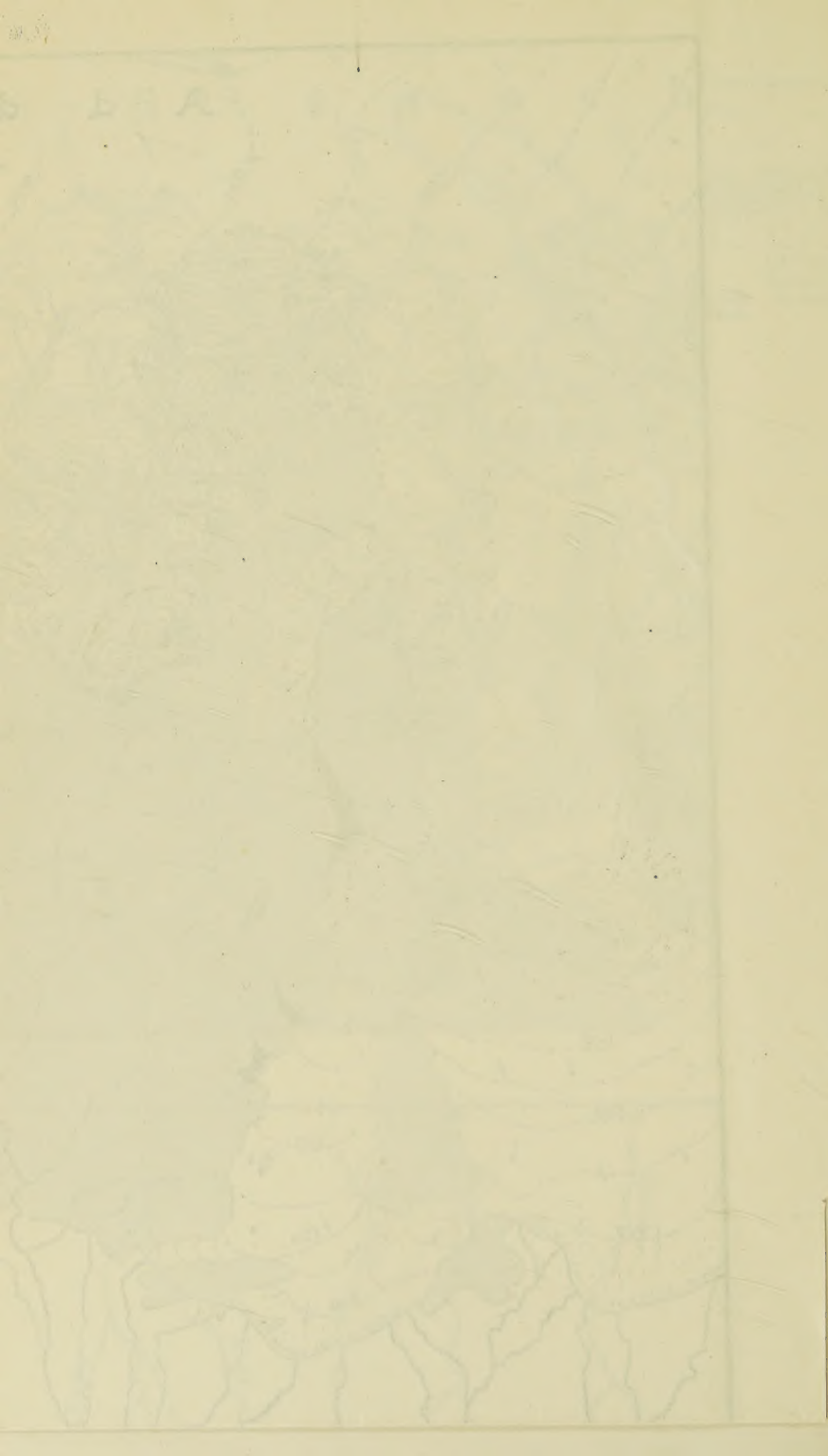
Längen 1:50000 Höhen 1:20000

5. Das Scalve Becken



Längen 1:25000 Höhen 1:20000

7.



Adda-Gletscher
Bergamo
Brembo
Serio
Oglio
Adda
Die Würmvergletscherung der Bergamasker Alpen
1:300000
Firnkämme
Eigenvergletscherung
Fremdvergletscherung
Unvergletschertes Gebiet
Glaziale Stauseen
Schotterebene